



TITLE:

地化学的手法による地熱資源評価 に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

木方, 建造

CITATION:

木方, 建造. 地化学的手法による地熱資源評価に関する研究. 京都大学,
2000, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2000-01-24

URL:

<https://doi.org/10.11501/3164199>

RIGHT:

(-)

地化学的手法による 地熱資源評価に関する研究

平成 12 年 1 月

木 方 建 造

まえがき

日本は世界でも有数の火山国で、地下には膨大な熱エネルギーが賦存している。この地下の熱エネルギーは古くから、温泉という形で利用されており、戦後、この地下の熱エネルギーを発電に供するための地熱開発が始まった。地熱エネルギーは、日本における数少ない国産エネルギーで、再生可能かつクリーンエネルギーとしてその開発が進められている。特に昭和40年代後半のオイルショックを契機として、新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）などを中心に全国的に開発のための促進調査が実施されている。筆者が属する（財）電力中央研究所では、地熱資源の探査技術の開発を目的として、地質、物理、地化学等の探査技術の開発を実施してきた。筆者は、このうち地中ガスを用いた地熱構造探査手法の開発に関する研究に従事し、地中ガス探査手法をシステム化すると同時に、他の探査手法と組み合わせた総合的な地熱構造探査の開発を進めてきた。

地熱開発では地下の熱エネルギーを地熱流体を介して利用するため、地下に流体が存在する場所、すなわち地熱貯留層の存在が必要不可欠である。これに対し、地下に熱エネルギーは存在するが地熱貯留層が存在しない場合、従来の方式では熱エネルギーを回収することは困難であった。このような状態においても地下の熱エネルギーを有効に利用する方策として、新しい地熱システム概念が考案された。この方式は、高温岩体（HDR: Hot Dry Rock）発電システムと呼ばれ、地下の当該深度まで掘削されたボーリング坑を利用し、水圧破碎により岩盤に割れ目群を作り人工貯留層とし、一方の坑井（注入井）から注入を行い、もう一方の坑井（生産井）から高温岩体を持つ地熱エネルギーを蒸気や熱水として地表に取り出して発電するものである。日本では、昭和50年半ばより東北大学による八幡平地点、NEDOによる肘折地点および電中研による秋の宮それに続く雄勝地点において本格的な研究が始まり、現在に至っている。筆者は、流体の地化学調査を雄勝および肘折地点、またトレーサテストを雄勝地点に適用し、雄勝および肘折両地点の貯留層の特性評価を実施してきた。

本論文は、筆者がこれまでに実施してきた地熱資源調査のうち地化学的手法に関する研究をまとめたものである。

第1編では、高温岩体地熱システムにおける人工貯留層の特性評価に関する研究について述べている。第1章では、新しい地熱システムの貯留層特性の評価に用いた、従来からの既存技術についてその手法の概要とその原理について記載している。第2章では、新たに開発した貯留層の抽熱量や余寿命評価の際に必要なパラメータである、貯留層の抽熱表面積の評価手法についての概要とその原理について述べている。第3章では、これら手法を適用した雄勝、肘折地点の地質、実験の概要、実験中に行った地化学調査の結果を述べると共に、調査結果に基づいて両地点の貯留層特性評価を行った結果について述べている。第4章では、これらの適用結果を踏まえて明らかになった、課題について述べている。

第2編では、従来の地熱源探査のうち、特に地中ガスを用いた探査法について述べている。第1章では、地中ガス探査の概要およびその原理について述べている。第2章で

は、第1章で紹介した各種成分を総合的に探査するためのガス採取方法、採取箇所などに関するシステムの構築について述べている。第3章は、ここで紹介した手法を実際の地熱地点に適用した結果を述べると共に、各地点の既存の地熱構造との関係から調査手法の有効性について検討している。さらに、第4章ではこの手法をトレンチ調査などによって断層の性状が詳細に調べられている地点に適用することにより、断層の性状と地中ガスの関係を明らかにした。第5章では、本調査システムを地熱および断層地点に適用した結果を踏まえて明らかになった課題について述べている。

目次

I. 流体地化学による人工貯留層の特性調査・評価手法に関する研究	1
1. 高温岩体地熱システム人工貯留層の特性調査・評価に関する研究	1
1-1 高温岩体地熱システムの概説	1
1-2 適用可能な特性調査手法の原理および概要	4
1-2-1 貯留層内の流体挙動の評価	4
1-2-2 トレーサを用いた貯留層体積の評価手法	9
1-2-3 FWF (Fresh Water Flush) による貯留層規模評価手法	12
2. 貯留層抽熱面積評価手法の開発に関する研究	13
2-1 評価手法開発の背景	13
2-2 手法の原理の概説	14
2-3 原位置実験における溶解量評価	14
2-4 室内実験による溶解量と岩石/水比の関係の検討	17
2-5 貯留層の熱交換表面積の推定	19
3. 貯留層特性評価手法の適用	21
3-1 調査対象地点の地質	21
3-1-1 雄勝地点	21
3-1-2 肘折地点	23
3-2 実験の概要	23
3-2-1 雄勝実験	23
3-2-2 肘折地点	33
3-3 流体地化学調査結果	36
3-3-1 試料の採取・分析	36
3-3-2 雄勝地点の結果	40
3-3-3 肘折地点の結果	45
3-4 流体の挙動評価手法の適用	47
3-4-1 地層水（既存熱水）との混合	47
3-4-2 水－岩石反応	53
3-4-3 雄勝上下部貯留層の特性評価	59
3-5 トレーサを用いた貯留層体積評価手法の適用	68
3-5-1 トレーサテストの実施概要	68
3-5-2 適用結果	69
3-5-3 各貯留層の応答カーブの数値解析	73
3-5-4 貯留層特性評価	78
3-6 FWFによる貯留層体積評価手法の適用	83
3-7 貯留層表面積評価手法の適用	84

3-7-1	水－岩石反応による化学成分付与量評価	84
3-7-2	水－岩石反応実験装置の開発	91
3-7-3	水－岩石反応実験	93
3-7-4	室内反応実験結果	96
3-7-5	貯留層表面積の評価	106
3-7-6	求められた貯留層表面積の検証	109
4.	まとめと今後の課題	109
4-1	まとめ	109
4-2	今後の課題	110
II.	地中ガス調査システムの構築に関する研究	113
1.	はじめに	113
1-1	研究の背景	113
1-2	手法の原理と概要	113
1-2-1	希ガス	113
1-2-2	Hgガス	115
1-2-3	Rnガス	116
1-2-4	CO ₂ と O ₂ ガス	117
2.	システムの構築	117
2-1	ガス採取、分析・測定方法の検討	117
2-1-1	希ガスの採取と測定	117
2-1-2	Rnガスの採取と測定	117
2-1-3	水銀ガスの採取方法	120
2-2	ガス採取方法	123
2-3	分析・測定方法	124
2-4	調査地選定	124
2-4-1	地熱調査	124
2-4-2	断層調査	124
2-5	測線、測点配置	126
2-5-1	地熱調査	126
2-5-2	断層調査	126
2-6	調査システム研究の全体フロー	126
3.	調査システムの地熱源探査への適用	129
3-1	調査対象地点の概要	129
3-1-1	八丁原地点	129
3-1-2	秋ノ宮地点	129
3-1-3	肘折地点	133
3-1-4	鹿野地点	133
3-2	調査結果	136

3-2-1	八丁原地点	136
3-2-2	秋ノ宮地点	138
3-2-3	肘折地点	139
3-2-4	鹿野地点	140
3-3	地中ガスと地熱構造	143
3-3-1	八丁原地点	143
3-3-2	秋の宮地点	144
3-3-3	肘折地点	144
3-3-4	鹿野地点	145
3-4	鹿野温泉湧出機構のモデル化	145
3-4-1	酸素・水素同位体調査	145
3-4-2	物理探査	146
3-4-3	温泉湧出機構の検討	148
4.	調査システムの断層探査への適用	153
4-1	調査対象断層の概要	153
4-1-1	根尾谷断層	153
4-1-2	阿寺断層	153
4-1-3	深溝断層	156
4-1-4	川舟断層	158
4-1-5	梅原断層	158
4-2	各断層と地中ガスの関係	160
4-2-1	根尾谷断層	161
4-2-2	阿寺断層	161
4-2-3	深溝断層	161
4-2-4	川舟断層	167
4-2-5	梅原断層	170
4-3	断層の性状と地中ガス	171
4-3-1	破碎帯および周辺岩盤の性状	171
4-3-2	破碎帯の幅	171
4-3-3	断層の傾斜	172
4-3-4	被覆層の厚さ	173
5.	まとめと今後の課題	173
5-1	まとめ	173
5-2	今後の課題	174
	謝辞	175
	文献リスト	176

I . 流体地化学による人工貯留層の
特性調査・評価手法に関する研究

I. 流体地化学による人工貯留層の特性調査・評価手法に関する研究

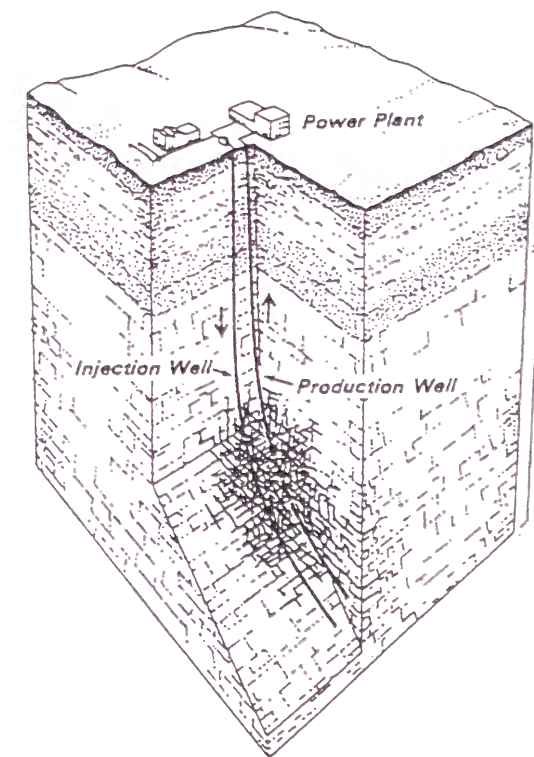
1. 高温岩体地熱システム人工貯留層の特性調査・評価に関する研究

1-1 高温岩体地熱システムの概説

地下深部において膨大な熱エネルギーを持つが、その熱エネルギーを地表へ運搬する蒸気や熱水等の地熱流体の入れ物（貯留層）がないため、熱源としての有効に利用できない岩体を、高温岩体（HDR：Hot Dry Rock）と言う。

高温岩体を熱源として用いて発電する方式は1970年にアメリカのロスアラモス国立研究所のPotter, et al. (1974) によって考案された。その原理は図I-1-1に示すように、深度約3000～4000mにある温度200～300℃の高温で低透水性の花崗岩体中に高圧の水を圧入することによって、2つの坑井間の岩盤に割れ目群を作り人工貯留層とし、一方の坑井（注入井）から注入を行い、もう一方の坑井（生産井）から高温岩体を持つ地熱エネルギーを蒸気や熱水として地表に取り出して発電するものである。言い換えれば、高温岩体発電方式とは、地下の高温岩体内に造成された割れ目群を一種の大規模なボイラーに見立てて、注入井と生産井の2本の坑井によって水を循環させるための閉ループを造成し、地表に置かれた発電機によって熱エネルギーを電気エネルギーに変換しようというものである。

上にも述べたように、高温岩体発電は従来の地熱方式のように地下に貯留層が存在しない場合でも人工的に貯留層を造成し、抽熱・発電が可能であること、発電規模を大きくすることにより発電単価を低く押さえられること、発電規模あたりのCO₂排出量が小さく環境に優しいことなどから、次世代のエネルギーとして期待されている。



図I-1-1 高温岩体発電の概念図

本発電方式を実証するために、ロスアラモス国立研究所は、1971年より研究所近傍のフェントンヒルにおいて、深さ約3000～4400mのボーリング坑を用いた実験を実施した（例えばLos Alamos National Laboratory, 1992）。これを契機にイギリスのコーンウォール（Parker, 1989）、フランスのソルツ（Baria et al., 1995）、日本ではNEDOによる肘折（佐藤、1996）、東北大学による東八幡平（新妻他、1988）、さらに電中研による秋の宮（日比野他、1991）、雄勝（海江田他、1994）などの国の内外において高温岩体発電の実用化に向けた技術開発のための実験が精力的に行われている（表I-1-1）。

- これらの実験は実用化に向けた作業手順を踏まえて、以下の様に実施される。
- ①高温岩体中に第1の坑井を掘削し、坑底部で水圧破碎により人工のフラクチャを形成する。
 - ②水圧破碎等により岩盤が破壊する際に生ずる微小な破壊音（AE：Acoustic Emission）を観測し、その震源分布から形成されたフラクチャ位置を推定する。
 - ③フラクチャに向けて第2の坑井を掘削し、循環系を形成する。
 - ④第1の坑井から水を送り、フラクチャ内で加熱し、第2の坑井から地上に回収する。
- このうち①の水圧破碎実験および④の抽熱・循環実験の概要を述べると共に、これらの実験により明らかになってきた実用化に向けての課題について述べる。

（1）人工貯留層の造成－水圧破碎

人工貯留層の造成、すなわち岩盤中に割れ目群を作るための方法としては、予め掘削された坑井に水を圧入して、その圧力により岩盤を破碎させる水圧破碎法が一般的である。ちなみに注入流量と坑口圧力は地下の岩盤状態に依存し、この両者の経時的な変化

を読み取ることにより、地下の応力状態などを推定することが可能となる。

水圧破碎により造成された割れ目群の地下での分布位置の評定には、地表もしくは地下に設けられた多数のAEセンサー（地震計）によるAEモニタリング法が用いられる。

水圧破碎により貯留層内に圧入した水を十分に熱した後、坑口を開放して熱水・蒸気を噴出させ、噴出する流体の流量、温度を測定するとともに、噴出した熱水（戻り水）を採取分析し、地下の貯留層の特性に関するデータを取得する。

任意の規模の岩体から効率的に抽熱するため、複数の貯留層を造成し抽熱することがある。この場合、1本の坑井の異なる深度において水圧破碎を行うのが効率的である。異なる深度において、圧入区間を限定する手法としてはパッカーを用いるのが一般的であるが、圧入区間の岩盤温度が200℃を越えるため、パッカーの耐熱性能上使用不可能である。これに代る方法として、PBR（Polished Borehole Receptacle）法、CRSP（Casing Reamer Sand Plug）法（日比野他、1991）などが考案されている。

（2）人工貯留層からの抽熱－抽熱・循環

造成された人工貯留層のボイラーとしての性能を評価し、さらに貯留層の与寿命を評価する目的で、抽熱・循環が実施される。抽熱・循環は、一般的には、水圧破碎に用いられた坑井を注入井、AEモニタリングによって明らかにされた人工貯留層の位置を考慮し新たに掘削された坑井を生産井とし、人工貯留層を介し水を循環させることにより実施される。

抽熱・循環中には主として、注入流量、注入圧力、注入水の温度、生産流量（熱水および蒸気）、生産圧力および生産流体の温度が計測される。これらのデータを用いたシミュレーションにより、貯留層の抽熱性能や与寿命の評価が実施される。このシミュレーションによる予測精度を高めるために、抽熱・循環中に様々な実験や計測が行われ、種々のデータが取得される。

- ①ステップレート試験：注入流量と生産流量や温度との関係を検討することにより、特定の貯留層での最適な循環量を把握する。
- ②PTS検層：生産坑井における生産ポイントの深度や、各生産ポイントでの流量、温度、圧力を計測する。
- ③トレーサテスト：注入水にトレーサ物質を投入し、生産井でのトレーサの応答を検討することにより、貯留層の規模などの特性を評価する。
- ④流体地化学分析：注入水と生産水の化学分析を実施し、各種成分の濃度変化から、地下の貯留層における流体の挙動を推定する。
- ⑤AEモニタリング：水圧破碎時と同様、循環時に新たに生じた割れ目の分布位置を標定する。

（3）実現に向けての課題

高温岩体発電の実用化に向けて克服すべき課題を①高温岩体探査技術、②貯留層造成技術、③貯留層計測技術、④熱抽出技術に分けて以下に記述する。

表I-1-1 各国の高温岩体研究

国名	フィールド	岩質	坑井	坑底温度	実験期間
アメリカ	フェントンヒル (第Ⅰ期) (第Ⅱ期)	花こう岩質 "	2,928m 3,064m	205℃	'72～'80
			4,400m 4,000m	327℃	'79～
イギリス	コーンウォール (第Ⅰ期) (第Ⅱ期)	花こう岩 "	300m×4 2,000m×2 2,600m	15℃ 105℃	'76～'80 '80～
ドイツ	ウラハ ファルケンベルグ	花こう岩	3,334m	104℃	'77～'80
		花こう岩	300m×5	14℃	'77～'81
フランス	ルメイエデモンターニュ	花こう岩	250m 700m	—	'81～'82 '84～'88
仏・独共同	ソルツ	花こう岩	2,000m	140℃	'86～
スウェーデン	フェールベッカ	花こう岩	500×2	17℃	'84～
日本	焼岳（サンシャイン計画） 〔秋の宮（電中研） 雄勝（電中研） 東八幡平（東北大） 肘折（NEDO）〕	砂岩等	300m×3	60℃	'78～'83
		凝灰岩	410×3	60℃	'87～'89
		花こう閃緑岩	1,000×2	228℃	'90～
		凝灰岩	700m 300m	50℃	'83～'88
		花こう閃緑岩	1,800m	250℃～	'84～
			1,900m×2 2,200m	270℃	

①高温岩体探査技術

高温岩体発電に適した地点の抽出には、地下における温度分布、母岩となる地質および破碎帯や割れ目などの地質構造について知る必要がある。特にボーリング掘削に先立つ初期調査時点での、地下の温度分布、すなわち地下浅所における高温域の存在を探査する技術の確立が望まれる。

②貯留層造成技術

水圧破碎により造成される貯留層は地下の応力状態や自然の割れ目系に支配されることが分かってきた。この様な観点から、造成される貯留層の伸展方向を予測する技術が必要となる。また、造成された貯留層の透水性が低い場合、導通性を改善するための技術開発が必要となる。

③貯留層計測技術

貯留層の性能を評価する際には、貯留層の種々の特性を正確に把握する必要がある。貯留層の特性としては、分布位置（拡がり）、規模（流体の流れる場の体積、抽熱面積）等がある。これらを計測、調査する技術としては、前者についてはAEモニタリングを初めとしてトモグラフィーなどの手法、後者についてはトレーサテストや地化学的手法のほか、逆解析による推定等があるものの、より高精度な手法へと改良する必要がある。さらに、分布位置に関しては、水が流動する領域を精度よく評定する技術が貯留層の性能を評価するうえで重要な鍵となる。

④熱抽出技術

人工的に造成された貯留層から安定して熱を抽出するには、その貯留層の特性を踏まえたうえで、効率的な生産井のレイアウトや注水量等を選択する必要がある。そのためには、貯留層の正確な特性を把握するのはもとより、調査された貯留層特性を反映できる熱水流動などのシミュレーションの開発が必要となる。

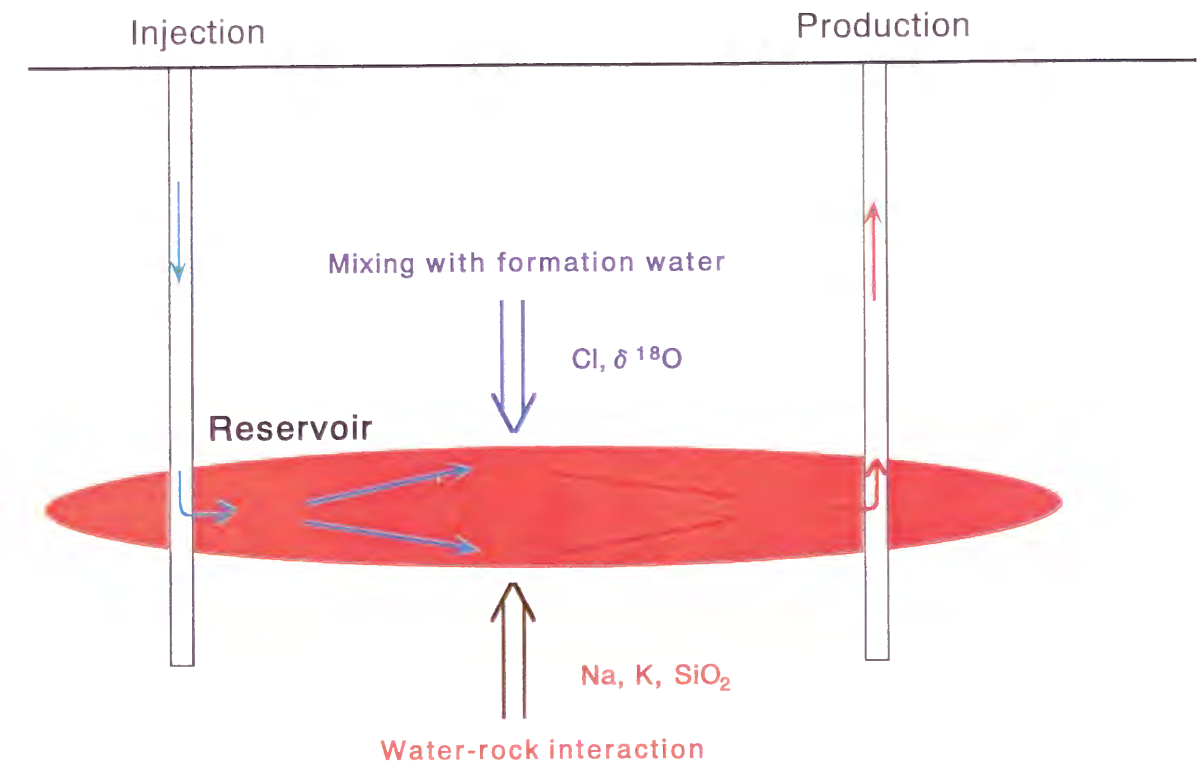
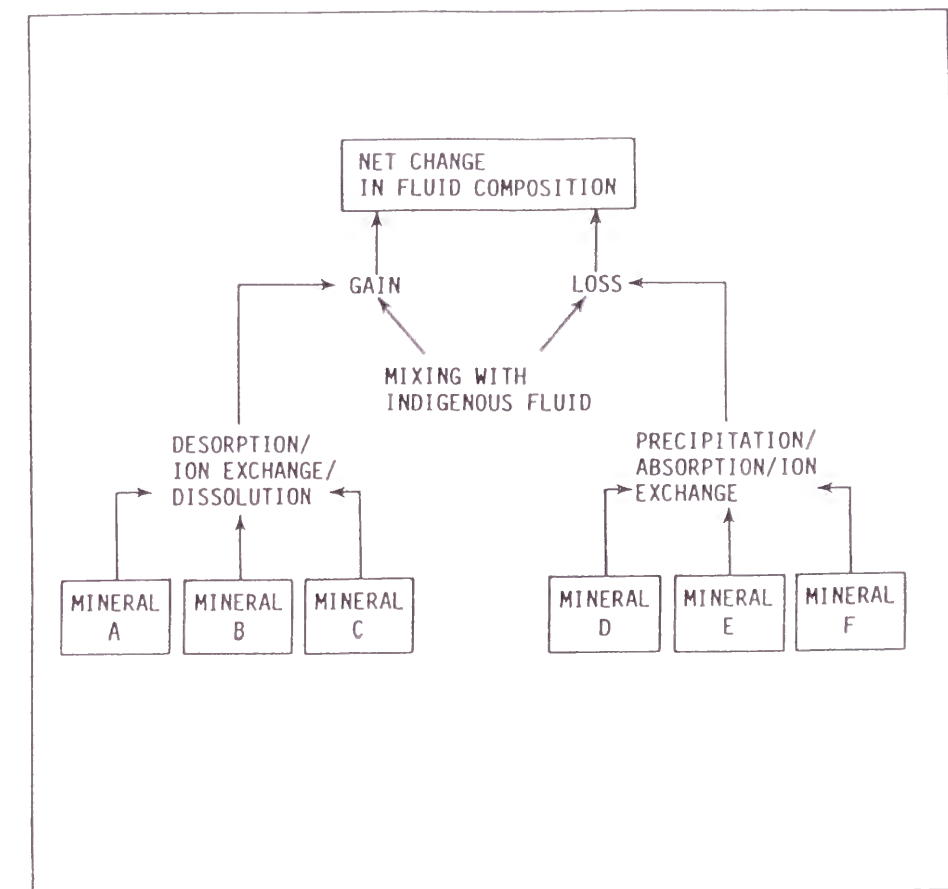
本論文の前半すなわち第1編では、高温岩体発電の実用化に向けた技術開発課題のうち、主として地化学的な手法を用いて貯留層の規模特性を評価する手法について述べる。

1-2 適用可能な特性調査手法の原理および概要

1-2-1 貯留層内の流体挙動の評価

高温岩体発電に関する実験、すなわち水圧破碎および抽熱・循環実験時には、地下の貯留層内での流体の挙動、すなわち流体の化学的な過程を推定する有力な手法として、水圧破碎実験時には注入水および戻り水、抽熱・循環実験時には注入水と生産水の採取、分析による地化学調査が実施される。

実験に際して地下に注入された水は、大きくは以下の2つの過程を経ることにより化学的に変化し、戻り水や生産水として地上に湧出すると想定できる（図I-1-2）。



図I-1-2 地下貯留層内での流体の挙動
(a)：溶解と沈殿（McCartney,R.A., 1987より）
(b)：溶解と混合を考慮した挙動

（１）地層水や空隙水との混合：

高温岩体の貯留層の母岩は、比較的割れ目のない塊状な岩盤であるものの、割れ目や岩石の空隙の中には、地下水がマグマからの供給や高温高圧下での岩石との反応により化学的には高濃度になって、熱水（地層水や間隙水など）として地下に賦存する。一方、実験に用いる注入水は、河川水であることが一般的であり、化学的には低濃度である。化学的に低濃度である注入水は、地下貯留層内において高濃度の熱水と混合することにより、化学成分濃度が一般的には上昇し、地表に湧出する。

（２）水－岩石反応：

地下に注入された水は、高温の岩盤と接触することにより熱を抽出する。この岩盤との接触面、すなわち割れ目は母岩を構成する造岩鉱物や、割れ目に充填された熱水鉱物等から構成される。注入された水は、地下の高温、高圧条件において水－岩石反応により、主として岩石から各種の化学成分が注入水に溶出し、その結果として化学的に高濃度になる。

地下に圧入された注入水は、主として上述の２つの過程を経て、さらに条件によっては、地表に湧出する際に温度、圧力の低下に伴う沈殿という過程を経て地表に湧出する。この様に、地表に湧出した流体、すなわち戻り水や生産水は地下での種々の過程に関する情報を含んでいる。

ここでは、混合を検討する指標としてClおよび酸素・水素同位体に着目する。

Clは①高温岩体の一般的な母岩である花崗岩類中の鉱物には存在しない、②可溶性成分であり、岩石と水との反応では溶出しない、③地下の熱水には海水起源やマグマ起源等によりNaClという形態でClが存在することが多い、④Clの形態であるNaClは水に大量に溶け、一般的に熱水中では不飽和状態で存在する、等の性質を有していることから、注入水と地下貯留層にもともと含まれる地層水や空隙水との混合を説明する際の有力な指標となる。

仮に、地下貯留層の地層水や空隙水を採取することができ、Cl濃度を知ることができれば、地表から注入された水の地下での熱水の混合割合（M）は以下の式により算出できる。

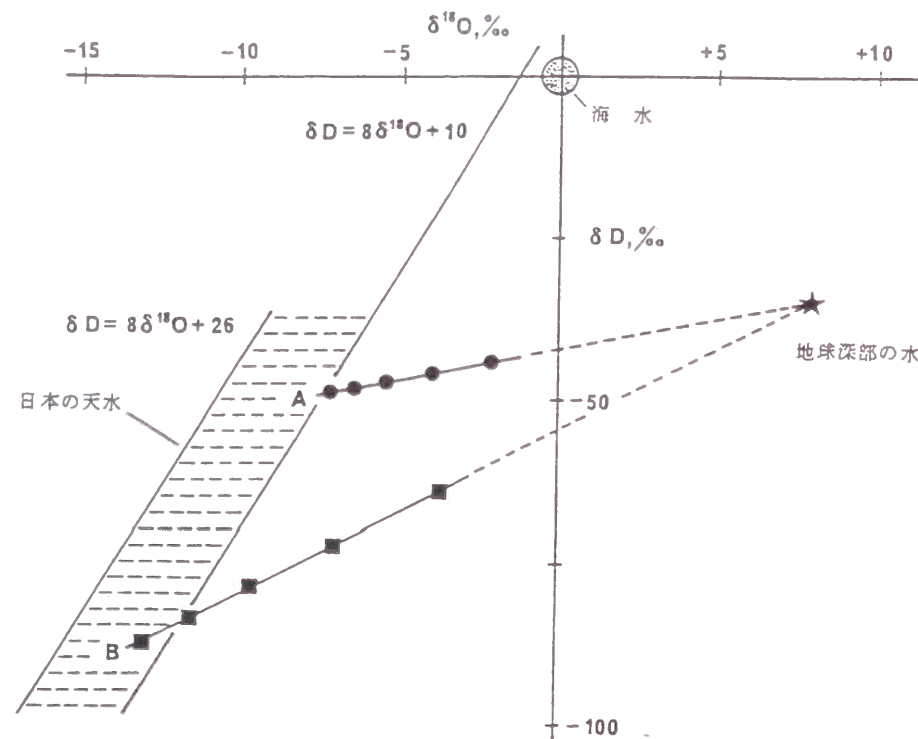
$$M = (X - X_{in}) / (X_{fo} - X_{in}) \quad (I.1.1)$$

ここで X ： 各試料（戻り水や生産水）のCl濃度

X_{in} ： 注入水のCl濃度

X_{fo} ： 熱水（地層水や空隙水）のCl濃度

一方、酸素・水素同位体（ $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD ）は①地下には高温高圧下で岩石と長時間反応することにより同位体シフトが起り、地表の水とは明らかに異なる同位体比を有する熱水が賦存していることが期待できる、②短時間の反応ではほとんど岩石から水にシフトしない、③温度圧力条件が変化しても水中の同位体は安定である、という特徴を有する。

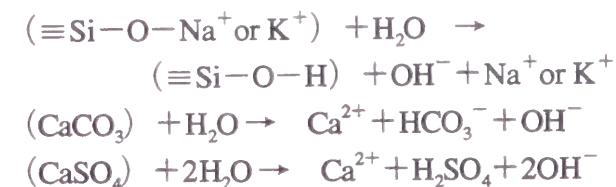


図I-1-3 酸素・水素同位体比を利用した混合の概念

高温岩体の貯留層内では、注入水の滞留時間は比較的短く、注入水と岩石の反応も同様に短時間であると想定できることからClと同様に混合の指標となり得る。日本の天水は図I-1-3に示すように、 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ と $\delta D = 8\delta^{18}O + 26$ の間で、 δD が $-40 \sim -100\text{‰}$ の範囲に入る（松葉谷、1985）。そしてだいたいの傾向として、緯度が高くなるほど（高度が高くなるほど） δD も $\delta^{18}O$ も低い値を示す。一方、地下の天然の地熱系に賦存される水は地下深部からの特定の同位体比を持つ水と混ざったり、地熱系の母岩との間で長期間反応することにより天水とは異なる特定の同位体比を有する。この点を考慮すると、循環時の生産水の酸素・水素同位体の経時的な変化をクロスプロットし、天水と特定の同位体比を有する地熱水を各々端成分とする、直線上に分布することを明らかにすることにより、混合を評価することが可能である。

一方、岩石との反応により、注入された水には各種の化学成分が付加されることが期待される。貯留層の母岩である花崗岩と水の反応については、長期間の反応による平衡状態での溶解量については各種の計算式があるものの、高温岩体の貯留層内では短時間での反応であることから、これらに関する知見は限られている。

ここでは、それぞれの地点において、地下貯留層内に注入された水が地下の貯留層の母岩と反応し、どの様に溶出するかを検討する。その場合、花崗岩の造岩鉱物の中に一般的に多く含まれる、かつ反応速度が比較的速いと考えられているNa、Kおよび SiO_2 、さらに母岩の割れ目に2次鉱物として普遍的に観察される石膏、硬石膏、方解石の主要成分であるCaに着目する。なお、Na、K、Caなどの溶解反応は、一般論として次の反応式に基づくと考えられる。



これらの反応による溶出の挙動の検討は、非反応成分であるClとの比較をすることにより実施する。すなわち、循環時の各成分の経時的な挙動を、例えば前記の(I.1.1)式により各成分の濃度を標準化することにより、Clと対象となる成分の挙動を比較し、何時、どの成分が溶出するかを明らかにすることが可能となる。

1-2-2 トレーサを用いた貯留層体積の評価手法

(1) 概論

流体の空間的、時間的な挙動を調べる目的で、トレーサを用いた調査が実施されている。馬原（1992）は地下水流動調査に用いるトレーサ手法をレビューし、この中で、トレーサ手法を以下の2つの方法に大別している。

- ①追跡子法：人為的にトレーサ物質を投入し、狭域の地下水調査を対象とする方法。
- ②水質法：地下水中に溶存する天然物質を利用し、広域の地下水調査を対象とする方法。特に追跡子法として使用されるトレーサ物質の種類としては、熱（温水）、固体粒子（種子、バクテリアなど）、イオン（陰イオン、キレート錯体）、安定同位体（重水など）、有機染料（フルオレセインなど）、溶存ガス（希ガスや有機ガスなど）としている。

この様なトレーサ物質を用い、降水、貯水、かんがい水の浸透、伏流水の挙動、地下での周辺地域との出入りの量の評価等、地下水の経路、地下での滞留時間さらに流量を求める目的でトレーサテストが実施されている。一方、反応炉などの容器の中を流体がどの様に流れているか、すなわち容器の中での流体の停滞、チャネリングを評価するためにトレーサが利用されている。

ここでは、特に後者の観点から実施されているトレーサによる調査手法の原理について記載する。

(2) トレーサ手法の原理

高温岩体の人工貯留層の体積などを評価する一手法として、入り口側でトレーサを投入し、生産側でトレーサの濃度をモニタリングして、その応答曲線から統計的な指標を求める方法が一般的に用いられる。本手法は、もともと化学反応炉の中の流体の流れを評価する方法としてDanckwerts(1953)によって考案され、その後Levenspiel(1972)によってまとめられた、滞留時間分布（Residence Time Distribution：以下RTDと呼ぶ）という概念が基本となっている。

反応炉内では理想的なプラグ流や混合流とは違う非理想的な流動が生じている。これを説明するために、反応炉内を通過する流体の各断片がどの程度その反応炉に滞留したかを調べることにより、その流れを評価する手法が考案された（Levenspiel, 1972）。こ

の様に、反応容器内から流出した流体のそれぞれが容器内に滞留した時間の分布は、E (exit time distribution) もしくはRTDと呼ばれる (図I-1-4)。便宜的に、RTDカーブの下側の面積を1単位として取り扱えるよう標準化する。

$$\int_0^{\infty} E \, dt = 1 \quad (\text{I.1.2})$$

滞留時間が時間 t_1 より若い流体の断片の総量は以下の様に表すことができる

$$\int_0^{t_1} E \, dt \quad (\text{I.1.3})$$

滞留時間が時間 t_1 を過ぎた流体の断片の総量と時間 t_1 より若い流体の断片の総量の関係は以下の式により表すことができる。

$$\int_{t_1}^{\infty} E \, dt = 1 - \int_0^{t_1} E \, dt \quad (\text{I.1.4})$$

容器の入り口において瞬間的にトレーサをパルス状に投入することはデルタファンクション投入もしくはインパルス投入と呼ばれる。またこのトレーサの標準化された応答はCカーブと呼ばれる (図I-1-5)。

$$\int_0^{\infty} C \, dt = \int_0^{\infty} \frac{c}{Q} \, dt = 1 \quad \text{ここで} \quad Q = \int_0^{\infty} c \, dt \quad (\text{I.1.5})$$

一方、容器の入り口からある一定の濃度のトレーサを継続的に投入する手法は、ステップ投入と呼ばれる。投入トレーサ濃度 c_0 に対する計測されるトレーサ濃度 c の割合 c/c_0 の時間経過はFカーブと呼ばれる (図I-1-5)。

ここで、E、C、Fカーブの関係について考える。対象となる容器内のトレーサのバックグラウンドが0で、トレーサが水と同様な挙動を示す場合は、トレーサの応答がいわゆる容器内での滞留時間の経時変化を示すことになり、

$$C = E \quad (\text{I.1.6})$$

となる。

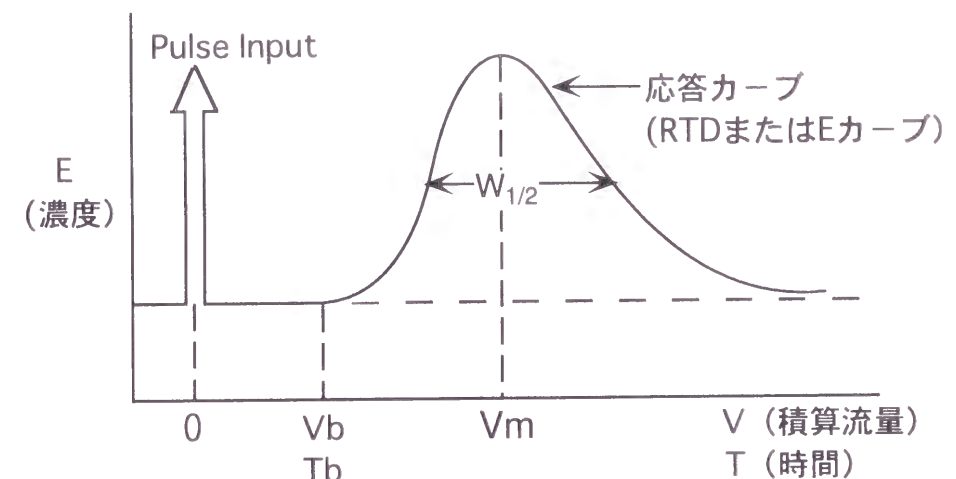
次にEカーブとFカーブの関係について考える。例えば、ある容器内に定常的に白い流体を流していたとする。 $t=0$ の時点で、流体を赤色に変化させ流し続けたとすると、出口での赤い流体の濃度は上昇し、これはFカーブとして認識できる。ある任意の時間 t で容器出口を流出した流体に関して、赤い流体の断片としての総量 (F) と滞留時間が時間 t より若い流体の断片の総量が一致する。すなわち

$$F = \int_0^t E \, dt \quad (\text{I.1.7a}) \quad \text{もしくは} \quad \frac{dF}{dt} = E \quad (\text{I.1.7b})$$

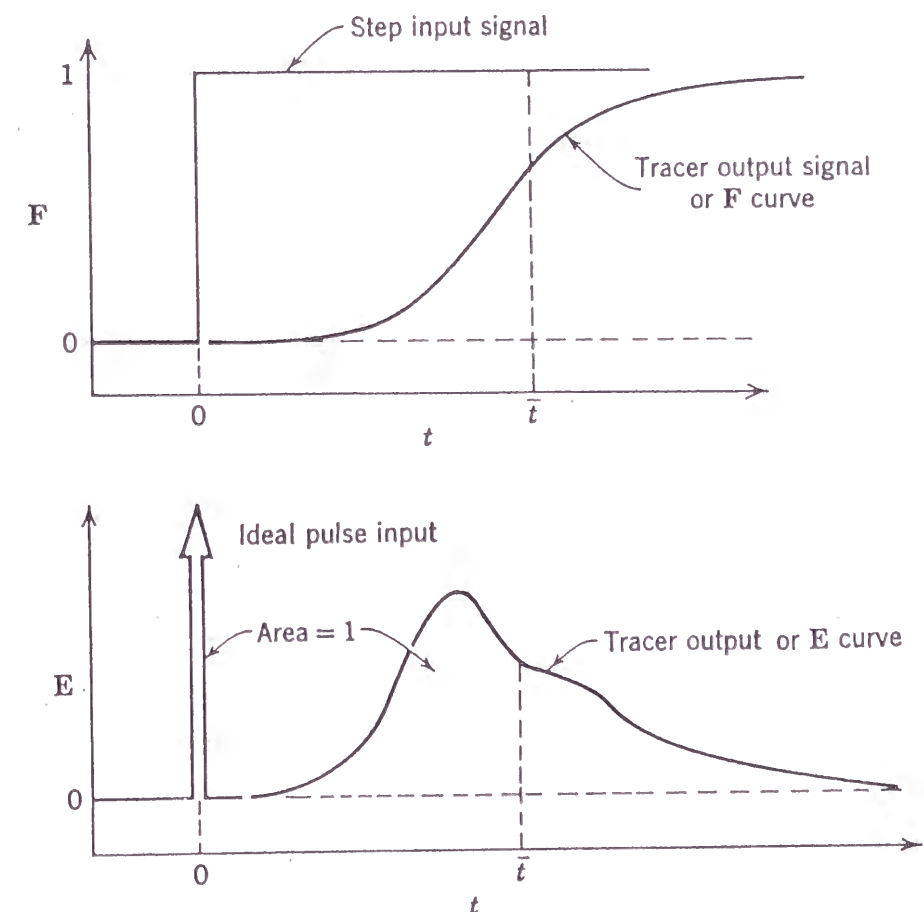
として表すことができる。

(3) 高温岩体貯留層への適用方法

上述の手法は閉鎖系の反応容器内での流れの特性を評価する手法であり、トレーサ手法を高温岩体に適用する場合、その容器としての特性の違いを考慮して、トレーサの応



図I-1-4 RTDとトレーサ解析の原理



図I-1-5 トレーサの注入の違いによる応答カーブ形状 (Levenspiel, O., 1972より引用)

答曲線としてのCカーブをEカーブすなわちRTDと見做して解析が実施される（Robinson et al., 1984）。

高温岩体の貯留層の特性評価項目は、特に貯留層規模に関するものが多い。また、異なる生産流量におけるテスト間の比較を容易にするためEの従属変数として時間の代りに、主として積算流量を用いる。以下にそれぞれの特性について説明する。

〔モード体積：V_m〕

RTDカーブが最大値を示す際の積算流量値。貯留層を介した流れの中で、モード体積は入り口から出口に向かって流体が最も優勢に流れる比較的透水性の高い場の総体積としてとらえることができる。

〔積算平均体積：〈V〉〕

Levenspiel（1972）によれば〈V〉は流体が流れる総体積を示す。割れ目に起因する空隙を有する媒体中では、〈V〉はその透水性状に関係なく、流れのある全ての割れ目の空隙の体積として見なすことができ、次の式で表すことができる（Tester et al., 1982）。

$$\langle V \rangle = \frac{\int_0^\infty V C_i dV}{\int_0^\infty C_i dV} \quad (\text{I.1.8})$$

〔1/2モード値幅（半値幅）：W_{1/2}〕

RTDのピークすなわちモード値の半分の高さにおけるカーブの幅。主な流路を通る流体の分散を計測するパラメーターとして、W_{1/2}はカーブのテールの不確かさに関する問題点を回避できる。この値自身は不確かであり、物理的な固有の意味合いを持たないものの、違うシステムの相対的な分散や同一システムの分散の経時的な変化を評価する方法として利用できる。

〔ブレイクスルー時間（体積）：T_b（V_b）〕

トレーサが投入されてから、応答カーブが立ち上がるまでの時間（積算流量）。トレーサ物質が投入されてからフィードポイントに初めて到達するまでの時間もしくは積算流量で、貯留層内での最短パスに関する情報が得られる。

1-2-3 FWF（Fresh Water Flush）による貯留層規模評価手法

肘折地点における貯留層の母岩となる花崗岩中には、もともと化学的には高濃度の地層水が賦存する。本地点において直接その地層水を採取していないが、その周辺において在来地熱の開発を目的とした調査の一環として、地層水の水質分析が実施されている。これによれば、地層水のCl濃度は周辺で10000ppmと非常に高い値を示し、各年度の実験前には、貯留層内には高濃度のClが賦存している。これに対し、循環実験に供する注入水はClを始めとして化学的には低濃度な河川水である。

循環実験開始に伴い貯留層内に注入される河川水（Fresh Water）は、地下において高濃度の地層水を洗い流し（Flush）ながら、地表に生産水として湧出する。この現象は、混合の指示元素であるClイオンの観点からは、Clイオン濃度がほぼ0に近いトレーサ溶

液を高濃度のCl溶液中にステップ状に入れた状態と言い換えることができる。

実際に、循環初期の生産水のCl濃度を用いて、生産水中の河川水の影響、換言すればトレーサ溶液としての注入水の割合Rを次式によって求めることができる。

$$R = 1 - \frac{X - X_{in}}{X_{fo} - X_{in}} \quad (\text{I.1.9})$$

X：各試料のCl濃度

X_{in}：注入水のCl濃度

X_{fo}：生産直後の最高Cl濃度

Rの経時変化は、注入水をトレーサとし、ステップ状に注入したときの応答カーブ、すなわちFカーブと見做すことができる。前項でも述べたように、Fカーブは（I.1.7b）式によってEカーブに変換することが可能である。これにより求められたEカーブを用いて、貯留層の各特性を検討することができる。

2. 貯留層抽熱面積評価手法の開発に関する研究

2-1 評価手法開発の背景

高温岩体発電の実用化に向けては、最適な循環システムの構築、すなわち抽熱量や余寿命を考慮した坑井配置や循環量の最適化が必要不可欠である。このような最適な循環システムの構築に向けて、予備的な循環実験による貯留層の特性評価、評価されたパラメータによるシミュレーションが実施される。

現状の解析モデルは貯留層内での水の流れ、すなわち貯留層が広がっている三次元空間での透水量分布を如何に正確に表現するかに主眼において、モデル化が進められている。モデル化に当たっては、地質状況を考慮し、坑井内で各種検層データを用い、確率論的および決定論的に割れ目モデルを作成し、これら割れ目に坑井近傍では決定論的に、それ以外には確率論的に透水係数を与える方法（Tezuka, et al., 1998）や貯留層が分布する空間をある任意の範囲に分割し、それぞれの空間のAEのマグニチュードの総計を透水係数に置換する方法（Eguchi, et al., 1998）等があるが、いずれの方法においても、現地での循環実験におけるデータを用いて、逆解析的にマッチングを行っており、その過程で種々のパラメータをフィッティングさせている。

抽熱量や余寿命の予測に関するこれらの解析をより正確に行うためには、貯留層の抽熱面の三次元的な拡がり、重要なパラメータとなる。この抽熱面の三次元的な拡がりを表すパラメータとしては、抽熱面の三次元的な分布、抽熱の際に水が流れる空間の体積、水と岩石が接する抽熱面積などがあげられる。

現状では、これらのパラメータを考慮した解析は実施されていないが、今後これらのパラメータを考慮した解析手法が開発された時点では、より信頼性の高い評価が可能となると期待される。

ここにあげたパラメータのうち、貯留層内の三次元的な水の流れについては、AEの三次元的な分布などにより評価されており、抽熱に関する水の流れ場の体積については、

前章において紹介したトレーサテストによる評価が一般的に行われている。これに対し、貯留層内での水が抽熱する際の割れ目の表面積については、これまで直接的に評価する手法は開発されていなかった。

ここでは、新たに開発した地下貯留層内での水－岩石反応による化学成分の溶解量を利用した、貯留層における化学反応に寄与する面積、言い換えれば貯留層の抽熱面積の評価法の概要とその原理について記述する。

2-2 手法の原理の概説

ここでは貯留層内において水－岩石反応により流体が岩石から各種の反応成分を付加されることに着目し、その付加（溶解）量により、水－岩石反応の面積、すなわち貯留層の表面積を求める手法の概略を紹介する。

循環時に地表から注入された水は、化学的な観点からは地下の貯留層条件下で水－岩石反応により岩石からの溶解により各種の化学成分が水に溶出する。その溶解量は、地下貯留層の他の条件が同じであった場合、岩石－水比（岩石の表面積と水の体積との比：以降A/M比と呼ぶ）に関係すると想定できる。この様な観点から、本研究を次の3つのパートにわけて実施し、貯留層反応表面積評価手法の確立を目指した。

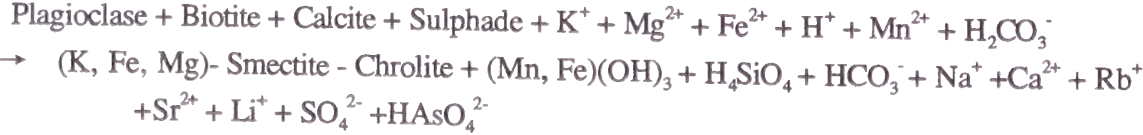
①前章でも述べた様に、循環試験における生産水は化学的な観点からは、低濃度の注入水と高濃度の地層水が混合し、かつ水－岩石反応に起因する岩石からの溶解により注入水に各種成分が溶出したという2つの過程の結果としてとらえることができる。本パートでは、原位置循環実験で採取された生産水の化学組成から、これら2つの過程のうち水－岩石反応により付加された成分量の評価方法について検討する。

②原位置の貯留層と同様の環境を模擬できる室内実験装置を開発し、本装置を用いて貯留層環境下で原位置の岩石の反応実験を行い、貯留層内と同様の限られた条件での岩石から溶解する特定の化学成分の溶解速度定数や、その速度定数のA/M比に対する依存性について検討する。

③ ①で評価される原位置での生産水中の化学成分の溶解量、および②で評価される溶解速度定数、および溶解速度定数とA/M比の関係をj用いて、循環時の貯留層内でのA/M比の評価方法について検討する。さらに、トレーサテストにより評価された貯留層体積（貯留層内の水の量）から貯留層の表面積を評価する方法について検討する。

2-3 原位置実験における溶解量評価

貯留層を構成する岩石（本研究では花崗岩）は、地下深部での高温、高圧下では注入された流体と水－岩石反応を生じている。地下での水－岩石反応の詳細は不明であるが、例えば以下の様な反応が生じていると想定される（McCartney, 1989）。



各化学成分の挙動については以下の様な想定が可能である。

- Na：斜長石（NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈）の溶解により流体に付加される。
- K：黒雲母（K₂(Mg, Fe²⁺, Al)₆₋₅(Si, Al)₈O₂₀(OH)₄）による溶解、さらに高温下におけるカリ長石（KAlSi₃O₈）の溶解により流体に付加されるが、スメクタイト（(Al, K, Mg, Fe, Na)₄Si₈O₂₀(OH)₄・nH₂O）の生成により流体から失われる。
- Ca：方解石（CaCO₃）や石膏（CaSO₄）、硬石膏（CaSO₄・nH₂O）の溶解により流体中に付加される。特に硬石膏や石膏は、低温ほどその溶解量が大きくなる。流体中のCaは温度やpHの変化により炭酸カルシウムの形で沈殿する。
- SO₄：硫化物の酸化現象（注入水中に含まれる溶存酸素による）により、流体中に付加される。
- HCO₃：方解石の溶解を通し、さらにAl シリケートの加水分解中にH₂CO₃の転化を通して、流体中の濃度が上昇する。これに対し、方解石やアモルファスの炭酸カルシウムの沈殿により流体中濃度が減少する。
- SiO₂：石英（SiO₂）、白雲母（K₂(Al, Fe, Mg)₄(Si, Al)₈O₂₀(OH, F)₄）、カリ長石（KAlSi₃O₈）などが高温下において多量に溶解し、流体中に付加される。流体中の一部は、同じ反応により付加されたAlによるAl－シリケートに沈殿する。

以上のように、主要な化学成分は地下貯留層の母岩からの溶解や2次鉱物の沈殿などの過程を経て、各種化学成分が鉱物から流体からに付加されたり、逆に流体から鉱物へと付加される。ここでは、貯留層内に普遍的に存在する花崗岩の造岩鉱物である斜長石、石英、カリ長石、黒雲母等から高温下において多量に溶出すると想定され、さらに溶出に比べて貯留層内での沈殿量が比較的小さいと想定されるNa、K、SiO₂に特に着目する。

この成分が、貯留層の表面積の評価指標となるためには、以下の条件を満足する必要がある。すなわち、①これらの成分が貯留層内における温度条件により平衡状態になっていない、②生産水中の化学成分は地下での水－岩石反応のみならず、混合によっても付加されるため、各成分のうち反応による付加量が評価できる、ことを満足する必要がある。

①については、化学温度計による推定温度と地下の実測温度との関係から、地下における各成分が地下において平衡となっているか否かを検討した。使用した化学温度計は、NaとKについては、アルカリ比温度計（Truesdell, 1975）、SiO₂についてはシリカ温度計（Truesdell, 1975）で、それぞれ以下の様な式を用いて地下温度を推定する。

[アルカリ比温度計]

$$t (^{\circ}\text{C}) = \frac{855.6}{\log(\text{Na} / \text{K}) + 0.8573} - 273.15 \quad (\text{I.2.1})$$

$$t (^{\circ}\text{C}) = \frac{777}{\log(\text{Na} / \text{K}) + 0.70} - 273.15 \quad (\text{I.2.2})$$

[シリカ温度計]

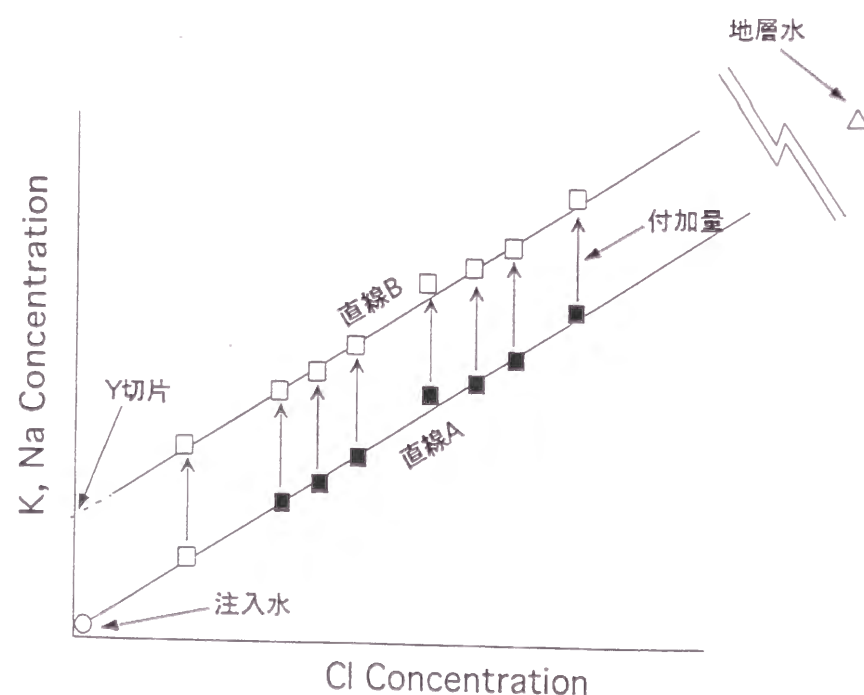
$$t (^{\circ}\text{C}) = \frac{1315}{5.205 - \log \text{SiO}_2} - 273.15 \quad (\text{I.2.3})$$

Na, K, SiO₂共に単位はppm

生産水中の化学成分は注入水と地層水の混合および注入水と岩石の反応にの結果であり、このうち水-岩石反応により付加されるNa、K濃度については、以下の様な方法により評価する。なお、SiO₂については、3-4-2で後述する理由からここでは検討から除外した。

濃度の高い地層水からは種々の成分が注入水に寄与されるが、この混合の指標としては前章で説明したように様々な理由からClが最も適していると考えられる。これに対し、NaやKは地層水との混合による寄与のほか水-岩石反応による寄与も含まれる。

この様な観点から、Na、K-Clのクロスプロットにより水-岩石反応による寄与量の評価が可能となる。一般的に雄勝、肘折両地点における循環試験中の生産水のNa、K-Clの関係は図I-2-1に示すようにほぼ直線を示す。この直線は化学的には低濃度の注入水と、非常に高濃度の地層水を両端成分とする混合ラインとして理解できる。仮に、貯留層内で混合のみの現象が生じているとすると、ラインは両端成分を結ぶ直線Aとなる。これに対し、貯留層内を通過する流体に対して一様に水-岩石反応によるNaやKの付加があったと仮定すると、直線Bとなる。実際に原位置の循環において採取された生産水のNa、K-Clの関係は直線Bを示し、Y切片を求めることが出来、このY切片の値が水-岩石反応による付加量と評価できる。



図I-2-1 反応による溶出量評価法の概念

この混合を示す直線Aの傾きは、もう一方の端成分である地層水の化学組成の比（例えばNa/ClおよびK/Clの濃度比）を表すことになる。このことは、原位置の循環実験において得られた生産水のNa、K-Clの関係（直線B）から、循環中に関与した地層水のNa/ClおよびK/Clの濃度比やモル比を求めることが出来ることを意味する。

2-4 室内実験による溶解量と岩石/水比の関係の検討

従来、岩石の溶解については、その主要な造岩鉱物である石英、長石類についてその溶解度や溶解速度（カインेटックス）の観点から種々の研究がなされてきた。

石英の溶解のカインेटックスについては、Rimstidt and Barnes (1980)、Bird et al. (1986)、Blum et al. (1990)などにより研究されてきた。Rimstidt and Barnes (1980)は遷移状態理論（Transition state theory）を用いて石英などのシリカ鉱物の300℃以下の溶解・沈殿反応のカインेटックスを自らの実験データおよび文献の実験データを解析し、簡単な形に数式化した。これらの式はよく引用される。かれらの結論では、中性に近い条件では石英の溶解速度は溶液と石英の有効接触面積に比例する。石英以外のシリカ鉱物の溶解速度との関係を調べると、速度の絶対値自体は異なるものの、活性化エネルギーはほとんど等しく、律速過程がSi-Oの結合を切ることであるためと推定している。

Bird et al. (1986)は121-255℃の温度条件で、蒸留水またはpH6.5と7.5のホウ酸ナトリウム液中で石英の溶解・沈殿実験を行い、溶液中のシリカ濃度の経時変化から、石英の溶解速度はRimstidt and Barnes (1980)と同様に0次反応として表すことができることを示した。また、実験方法によっては、得られる速度定数が岩石の表面積/水比の影響を受けることを示した。

石英の溶解速度には、石英の転位密度が影響するといわれているが、Blum et al. (1990)は転位密度の高い石英と低い石英ともに、80℃の蒸留水中および22℃の0.2M HF溶液中で溶解させ、溶液が石英との平衡状態から離れている場合には溶解速度に対する転位密度の影響があまりないことを示した。

石英は組成的には最も単純な鉱物であるにも関わらず、溶解速度の実験値には1オーダー以上のばらつきがあり、現在でも研究が続けられている（例えばBrady and Walther, 1990; Tester et al., 1994）。

長石については、風化に関連し低温・低圧下での長石の溶解についてよく調べられている（例えば、Berner and Holdren, 1979）。これに対して、熱水条件下での長石の変質に関する研究は低温・常圧下での研究に比べて少ない（例えば、Morey and Chen, 1955）。

長石の溶解のメカニズムに関しては、1960年代から多くの実験的研究がなされ、それらの成果から2つの溶解メカニズムのモデルが提唱され、それを巡って多くの議論が行われてきた。1つは溶脱層あるいは拡散層仮説であり（例えばBusenberg and Clemency, 1976; Chou and Wollast, 1985）、化学的あるいは構造的に変質した表面層が形成されて、新鮮な長石の成分がこれらの層を通過して長石が溶けてゆくという仮説である。これに対し、表面反応仮説（例えば、Petrovic et al., 1976; Holdren and Berner, 1979）は固-液境界での反応が溶解速度を律するという考え方である。

Busenberg and Clemency (1976)は長石の溶解に4つのステージがあり、溶解速度は最初に

大きく、次第に小さくなり最終的に一定となることを実験的に示し、溶解速度が一定となるのはPaces (1973)がモデル的に示した表面層の逐次的な破壊によるものと考えた。これに対して、1970年代後半からは、固相の表面の化学分析手法の発達（光電子分析法：XPS、2次イオン質量分析法：SIMS、ラザフォード後方散乱分光法：RBS等）により固相表面の分析がオンゲストロームオーダーで議論されるようになった。Petrovic et al. (1976)は初めて溶解した長石の表面をXPSによって分析し、長石表面に変質層が認められないことを示した。さらに、Holdren and Berner (1979) やBerner and Holdren (1977, 1979) もXPS分析によって同様の結果を得た。そして彼らは表面反応仮説を支持し、溶解速度が最初に大きく、次第に小さくなり一定となることの理由として、試料調整時に形成される細粒物質や歪んだ部分が早く溶けるためとした。この様に、近年の固相表面の研究結果から、表面反応仮説が有力となっている。

Helgeson et al. (1984)は遷移状態理論と既存データを用いて長石の溶解速度とpHおよび温度依存性を検討した。そして、中性付近に速度がpHに依存しない領域があること、さらに長石の溶解速度に対する長石の組成や圧力の影響はほとんどないことを示した。

長石の溶解についてまとめると、長石の溶解は650℃以下の温度範囲では、溶液のpHがある値（ $\text{pH} \leq 10.6-2300/T$ ）の条件では溶解速度はpHと長石/溶液の有効接触面積で決まる。また、律速過程は表面での反応（低いpH領域では原子配列の破壊、中性の領域では表面活性体の分解）と考えた。

以上、ここでは高温岩体発電の有力な母岩である花崗質岩の主要構成鉱物である石英と長石の溶解について、これまでの主な研究事例について述べた。これらをまとめると以下のようである。

- ①石英の溶解の反応次数は0次反応である。
- ②石英の溶解速度は溶液が中性に近い条件では、溶液量と鉱物の表面積に比例する。
- ③石英の溶解速度は、石英の転移密度が影響するといわれているが、溶液が石英との平衡状態から離れている場合は、その影響があまりない。
- ④石英の溶解速度定数は実験によってばらつきがある。
- ⑤長石の溶解メカニズムには2つのモデル、拡散層仮説と表面反応仮説が提唱されている。現在では表面反応仮説を支持する実験データが多い。
- ⑥長石の反応次数は概ね0～1次反応である。
- ⑦ある限られた条件では、長石の反応速度は鉱物／溶液量比により制限される。
- ⑧中性に近い条件では、長石の反応速度はpHに依存しない領域がある。
- ⑨長石の溶解速度は、その組成や圧力の影響を受けない。

以上のように、雄勝や肘折の貯留層の母岩である花崗岩類の主要構成鉱物である、石英や長石の溶解メカニズムについてはこれまでの研究によって概略が明らかになっている。これに対し、これらの鉱物の集合体としての岩石の溶解のカイネティックスについては、Azaroual and Fouillac(1997)等の研究例はあるものの、未解明の部分が多い。

本研究では、化学反応に寄与する割れ目の表面積、すなわち貯留層の抽熱面積を評価するための実験による基礎データを取得する目的で、実際の雄勝や肘折の貯留層に近い条件で岩石の溶解実験を実施し、限られた条件での岩石の溶解速度定数や、速度定数の

岩石/水比に対する依存性を調べる。

2-5 貯留層の熱交換表面積の推定

（1）反応速度定数の見積もり

ここでは、最初に速度論的な立場から溶解速度を求める。一般論として、いまAからBができる反応式を考える



式(I.2.4)の反応速度は、Aの単位時間、単位体積あたりのモル減少速度として（ $-r_A$ ）と表せば、Bの増加速度は r_B として表せる。反応速度 r と、反応物質の濃度との関係を表す方程式を反応速度式といい、反応式(I.2.4)の反応速度式は、例えば以下の様に表すことが可能である。

$$r_B = \frac{dC_B}{dt} = kC_B^n \quad (\text{I.2.5})$$

ここに、 k は反応速度定数、 n は反応次数である。

微分方程式で表現された速度式からは、この式を積分することにより濃度と時間の関係を導くことが可能となる。0次反応を例にとると

$$r_B = \frac{dC_B}{dt} = kC_B^0 = k \quad (\text{I.2.6})$$

$$C_B = kt \quad (\text{I.2.7})$$

となる。従って横軸に反応時間 t 、縦軸に C_B をとることによって実験点は原点を通る傾き k の直線上にプロットされる（図I-2-2）。

1次反応を例にとると

$$r_B = \frac{dC_B}{dt} = kC_B \quad (\text{I.2.8})$$

$$\ln C_B = kC_B \quad (\text{I.2.9})$$

となり横軸に反応時間 t 、縦軸に $\ln C_A$ をとることによって実験点は原点を通る傾き k の直線上にプロットされる（図I-2-2）。

実験により求められた点を満足する1つの直線が得られるように、反応次数をいくつか変えて適当な次数および速度定数を求める（千田、1996）。

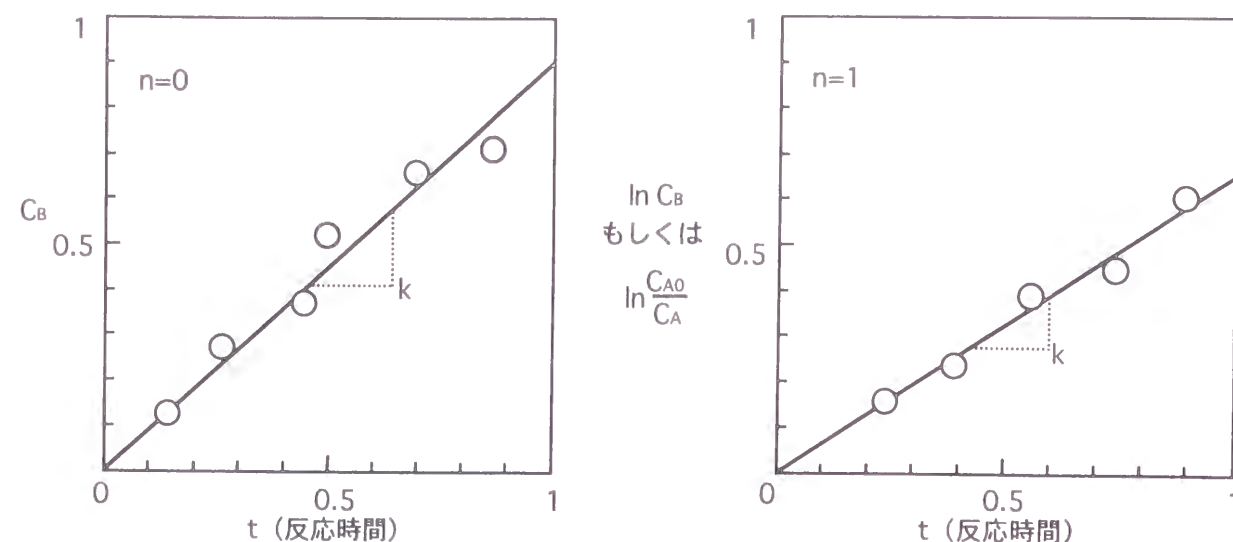
（2）表面積の見積もり

前に述べた手法により、異なるA/M比で実施した実験結果についても同様に速度定数を求め、速度定数とA/M比の関係を定式化する。

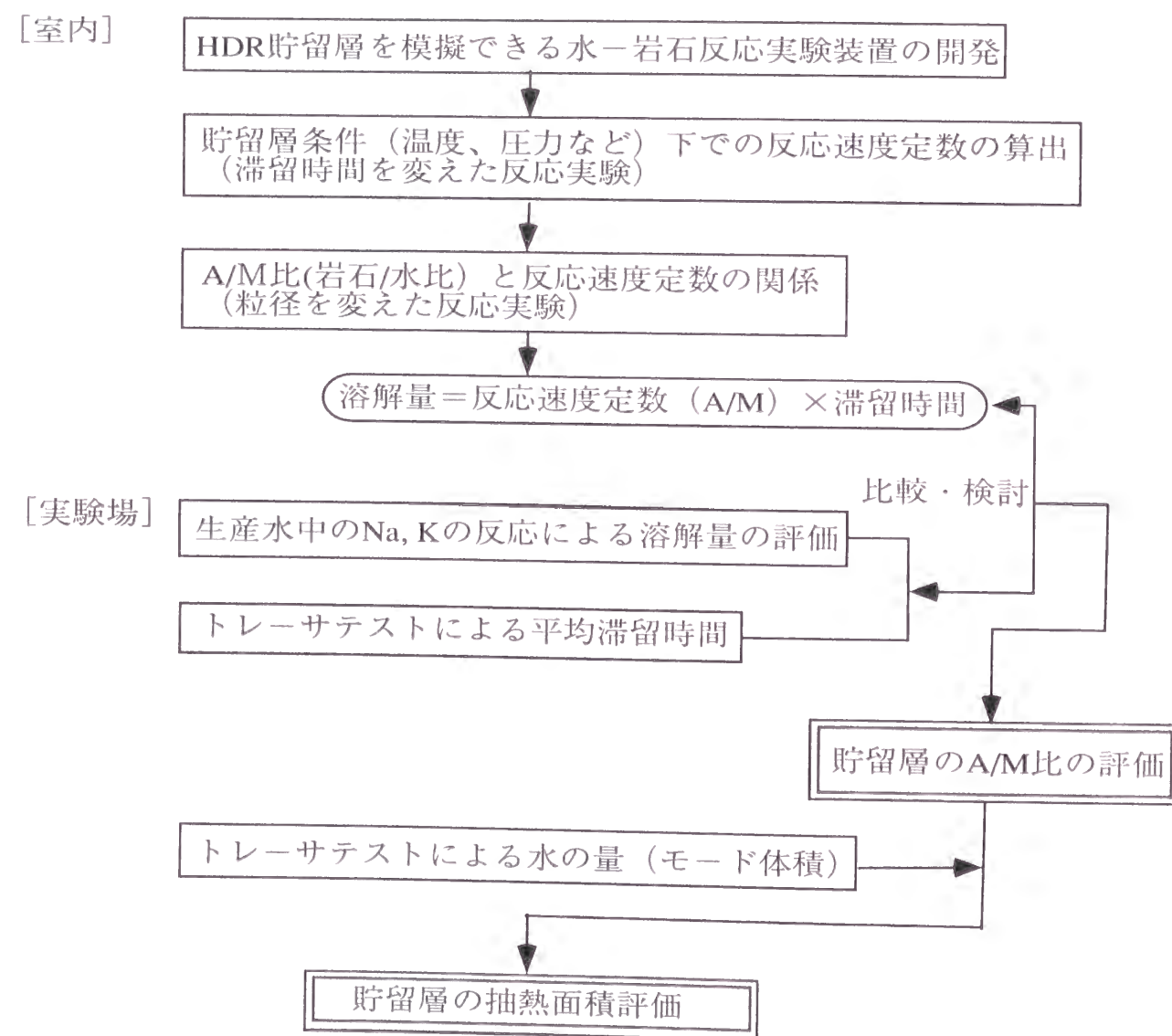
$$k = a(A/M) + b \quad (\text{I.2.10})$$

反応が仮に0次オーダーであれば、(I.2.7)式と(I.2.10)式から濃度は反応時間とA/M比によって以下の様に表すことができる。

$$C = (a(A/M) + b)t \quad (\text{I.2.11})$$



図I-2-2 実験点からの反応次数、反応速度定数の求め方（千田他、1996）
左：0次反応 右：1次反応 CA0は濃度初期値



図I-2-3 貯留層の抽熱面積評価法のフロー

この式より、A/M比を特定の化学成分濃度と反応時間の関数として表すことができる。

$$A/M = \frac{C - bt}{at} \quad (\text{I.2.12})$$

実際に実験で得られた溶存成分の濃度、および現地で実施されたトレーサ試験により求められた流体の貯留層内での滞留時間をこの式に与えることにより、A/M比を算出することができる。さらにトレーサテストから評価される貯留層体積（M）を用いることにより貯留層表面積（A）を見積もることが可能になる。

この貯留層反応表面積の評価は、あくまでも仮定された地下条件において実施されたものである。各実験時の生産水中に化学成分の溶存量を基に反応表面積を評価する場合、地下貯留層の条件が基本条件と同一であるかを見極める必要があり、もし異なる場合には、2-2の②の実験で得られた条件が変化することによる溶解量の変化を考慮し、貯留層表面積の評価を見直すことが可能である。

3. 貯留層特性評価手法の適用

3-1 調査対象地点の地質

3-1-1 雄勝地点

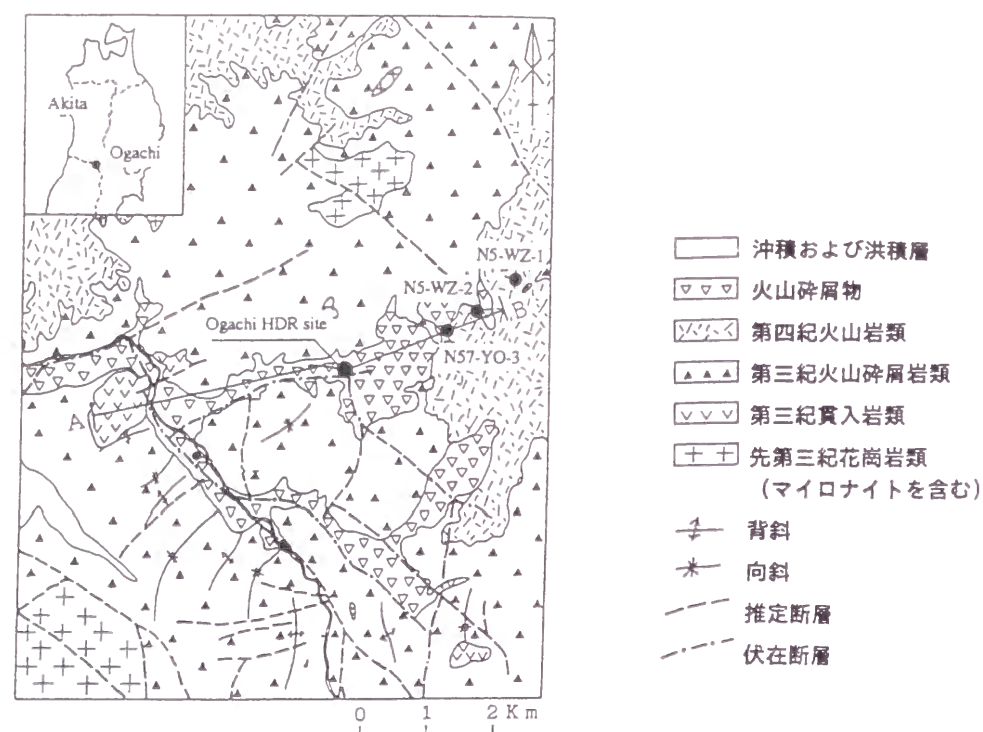
新エネルギー総合開発機構（NEDO,1985）によれば、雄勝地点周辺の地質は先第三紀花崗岩類を基盤として、新第三紀の火山碎屑岩類、貫入岩類、第四紀火山岩類および未固結堆積物として火山岩屑、洪積層および沖積層から構成される（図I-3-1、図I-3-2）。

基盤である花崗岩類は、実験サイト周辺の地表ではほとんど分布しないが、周辺での坑井データ（NEDO、1985）によれば、新第三系の基盤として地下数百～千数百m以深に広く分布することが確認されている。同花崗岩類中には笹田（1984、1985、1988）による「鬼首－湯沢マイロナイト帯」がほぼN-Sの走向を有し、幅数kmで帯状に分布している。本地点はこのマイロナイト帯の西縁に位置している。

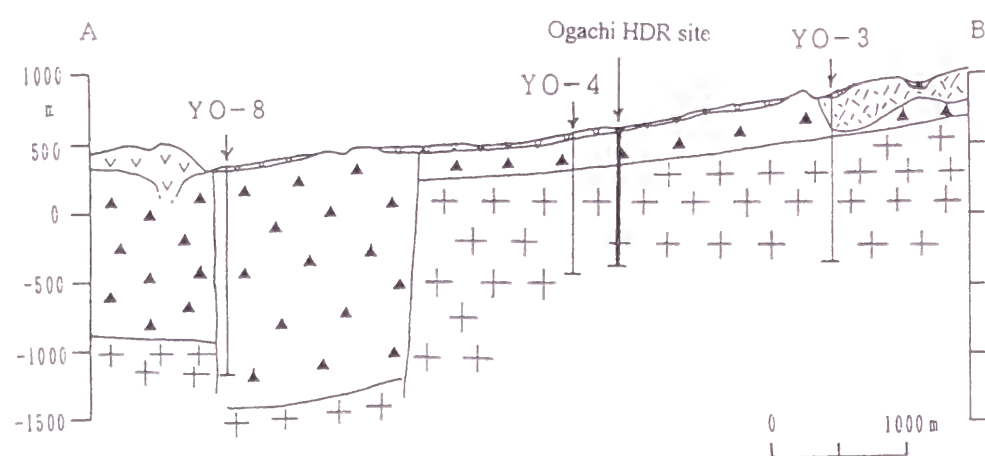
新第三系の層序は、下位より瀬見層、役内川層、虎毛山層に区分される（鷹嘴他、1982）。女川相当層と考えられている役内川層は安山岩質溶岩、凝灰質砂岩、安山岩質火砕岩などで構成される（中ほか、1987）。虎毛山層は、石英粒に富む火山礫凝灰岩を主とする。虎毛山層形成時の火山活動により、当地域にNW-SE方向に延びた雄勝カルデラが形成された（竹野、1988）とされている。これらの地層は当地点周辺に広く分布する。新第三紀の貫入岩類は安山岩から流紋岩質の貫入岩からなり、基盤岩や新第三紀火山碎屑岩類を貫く。

第四紀火山岩類は下位より、デイサイト質の火山礫凝灰岩とその溶結部からなる兜山層と主としてデイサイト質溶岩と同質火砕岩からなる高松岳火山岩類に区分される。新第三系の上位に不整合で局部的に分布し、実験サイト周辺では、北西および東側に分布する。

実験サイト周辺の基盤岩類である花崗岩類は、前述のように「鬼首－湯沢マイロナイト帯」の影響を受けている。同構造帯の活動時期は白亜紀とされており（笹田、1984）、NNW-SSEの方向性を有する。さらに新第三系を含めた地質構造の特徴としては、多数



図I-3-1 雄勝地点の位置図および地質平面図
(NEDO, 1985を一部修正)



図I-3-2 雄勝地点の地質断面図
(NEDO, 1985を一部修正)

の断層が発達することである。実験サイト周辺地域では、NW-SE方向の断層が顕著に発達し、加えてNW-SE、N-SおよびE-W方向の断層も認められ、全体に地塁－地溝構造を呈する。このようなブロック運動のため、地表から基盤までの到達深度は場所によって様々であり、浅い所では200～300m、深い所では1500m以上となっている。

破碎坑井の地質は、地表から77mまでが火山岩屑、77～300mが石英安山岩質火山礫凝灰岩（新第三系）、それ以深坑底（1000m）までが圧碎および変質を受けた花崗閃緑岩（基盤岩）から構成される（近藤、1994）。

ボーリングコア観察によれば、貯留層の母岩となる花崗閃緑岩は剥離性はないものの、葉片状構造が発達している。この構造は、鏡下で再結晶した石英を主とする結晶粒子の定向配列に起因しており、コアでの傾斜は40～90°となっており、下部になるに従い急傾斜になる。コア採取区間である500～1000m区間には花崗閃緑岩のほかに安山岩～玄武岩質岩脈や優白質細粒部を伴うことがある。割れ目の頻度は全般的に10～20本/mであり、全体的に割れ目の発達した岩盤である。割れ目には硬石膏*、石膏*、緑泥石*、方解石*、緑簾石*、黄鉄鉱*等¹⁾の充填物を挟在することが多い。

3-1-2 肘折地点

肘折地域の地形は、肘折カルデラと呼ばれるカルデラ地形と、最上台、湯ノ台、深沢野などの火砕流台地で特徴付けられる。主な河川には、南西から北東に流下して地蔵倉、小松淵、小松倉、板屋倉、などの侵食崖を形成する銅山川と、肘折カルデラのほぼ中央を西南西から東北東に横切る苦水川がある。

基盤岩は、先第三系の花崗岩類である。新第三系の下部中新統は、月山累層と呼ばれ、主に変質した安山岩、玄武岩と同質の火砕岩からなり、基盤岩を不整合に覆う。中部中新統から鮮新統は、下位より立谷沢層、青沢層、大蔵珪質凝灰岩層、草薙層、古口層および野口層よりなり、そのうちへい入岩としては、玄武岩、粗粒玄武岩、流紋岩および石英安山岩が存在する。これらを覆って第四系更新統から完深統の赤砂カルデラ堆積物、約1万年前に活動した肘折火山の噴出物、段丘堆積物および地すべり地塊、崩積土が分布する（図I-3-3）。

3-2 実験の概要

3-2-1 雄勝実験

雄勝地点では、1990年に水圧破碎のための坑井が1000mまで掘削された。1991年には坑底の990m～1000mの区間を加圧区間として下部貯留層造成のための水圧破碎が実施された。1992年には711～719mの区間を加圧区間として上部貯留層造成のための水圧破

¹⁾ 硬石膏 (Anhydrite) : CaSO_4

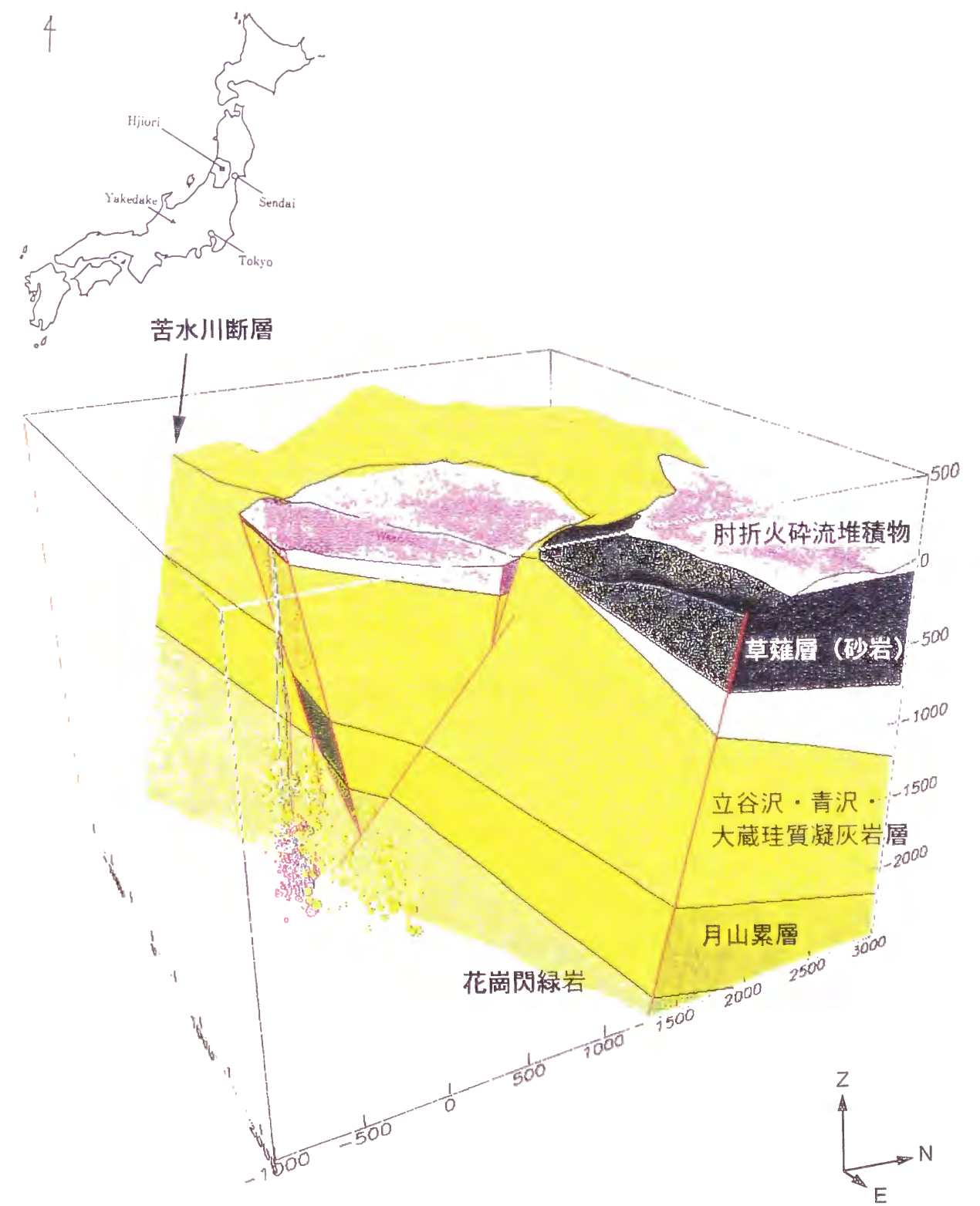
石膏 (Gypsum) : $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

緑泥石 (Chlorite) : $(\text{Mg,Fe,Al})_{12}(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$

方解石 (Calcite) : CaCO_3

緑簾石 (Epidote) : $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$

黄鉄鉱 (Pyrite) : FeS_2



図I-3-3 肘折地点の位置図および地質概念図
(NEDO、1998から引用)

砕が実施された。AEのモニタリングにより求められた上・下部貯留層の3次元分布を考慮して、深さ1100mの坑井が生産井として掘削された。1993年からは上・下部貯留層を通した抽熱・循環実験が1993年には22日間、1994年には5ヶ月間、1995年には1ヶ月間、1997年には10日間実施され、貯留層抽熱特性などが明らかにされてきた（図I-3-4）。

（1）水圧破碎実験

雄勝地点では多段亀裂造成技術の開発を目指し、下部（深さ990～1000m）および上部（深さ711～719m）の2区間において水圧破碎実験が1991、1992年に行なわれた。なお、水圧破碎のために坑内に圧入された河川水を“注入水”、水圧破碎後坑口を開放することにより地下貯留層から坑井を介して湧出する温水を“戻り水”と定義した。

①下部貯留層造成

破碎坑井は図I-3-5に示す様に深度990mまで掘削し、ケーシングを坑底まで挿入し、フルホールセメンティング（坑井壁面とケーシングとの隙間にセメントを充填）した後、1000mまで追加掘削し、その部分は加圧区間とするため裸孔とした。

本区間での下部貯留層造成のための水圧破碎実験は1991年6月26日から7月6日にかけて実施した。実験では岩盤の初期透水性状の把握を目的とした1l/min程度の水の圧入から、岩盤の初期破碎を目的とした100l/min程度の水の圧入、さらに亀裂の拡大を目的とした平均流量が600l/minの水の圧入を行った。この水圧破碎では11日間昼夜連続で総量10160m³の水を圧入した。

実験終了後坑口を開放し、坑内および貯留層内の流体を大気に開放した。この戻り水の流量および温度計測結果を図I-3-6に示す。坑口開放後、戻り水は3日半程度流出し、流出量は640m³であった。総注入量に対する戻り水の総流出量の割合を回収率と定義すると、回収率は6.3%であった。

②上部貯留層造成

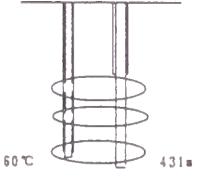
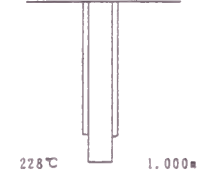
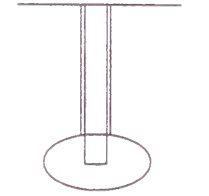
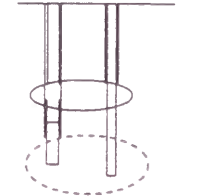
下部貯留層を造成した後、上部貯留層造成のために破碎坑井を一部加工した。すなわち、坑井の深度711～719mの8m区間のケーシングパイプをリーマーにより切削し、その下部にはプラグ材として砂を充填した（図I-3-5右側）。本区間での上部貯留層造成のための水圧破碎実験は1992年6月30日から7月10日にかけて実施した。そして下部と同様に、透水試験、初期破碎および平均流量450l/minの水の圧入による亀裂拡大を行い、上部貯留層を造成した。この水圧破碎ではあわせて9日間で総量5440m³の水を圧入した。

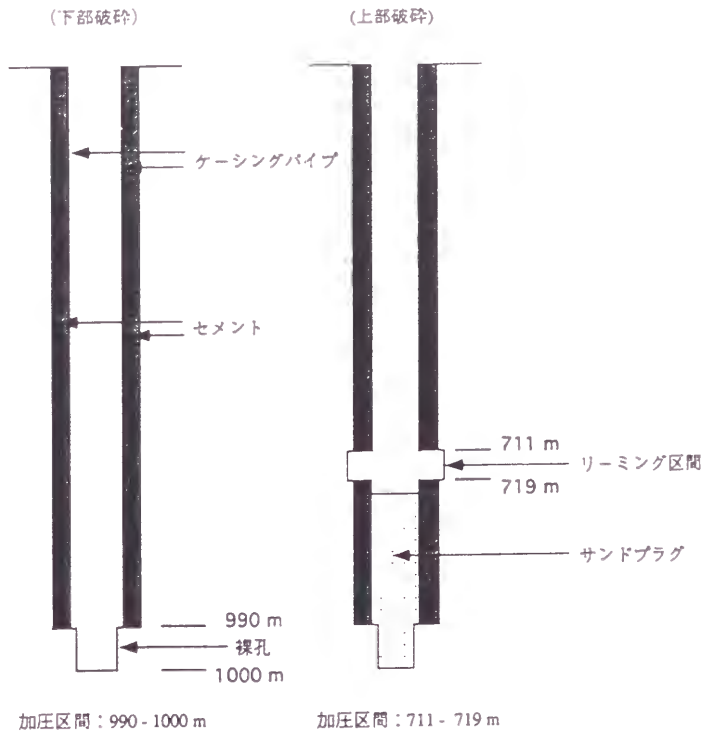
坑口開放後、戻り水は20日間以上流出し、流出量は1349m³以上であった。回収率は約25%と、下部に比べると4倍の値を示す（図I-3-6）。

（2）抽熱・循環実験

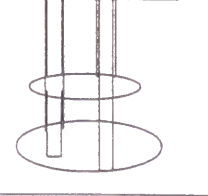
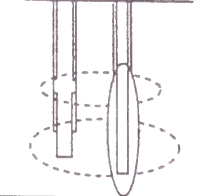
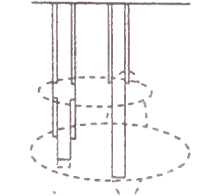

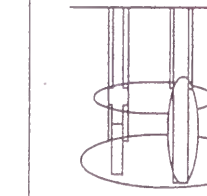
抽熱・循環実験において注入井から圧入される水を“注入水”、生産井から流出する水を“生産水”と呼び、安定生産時の注入流量に対する生産流量の割合を回収率と定義した。

①1993年22日間循環実験

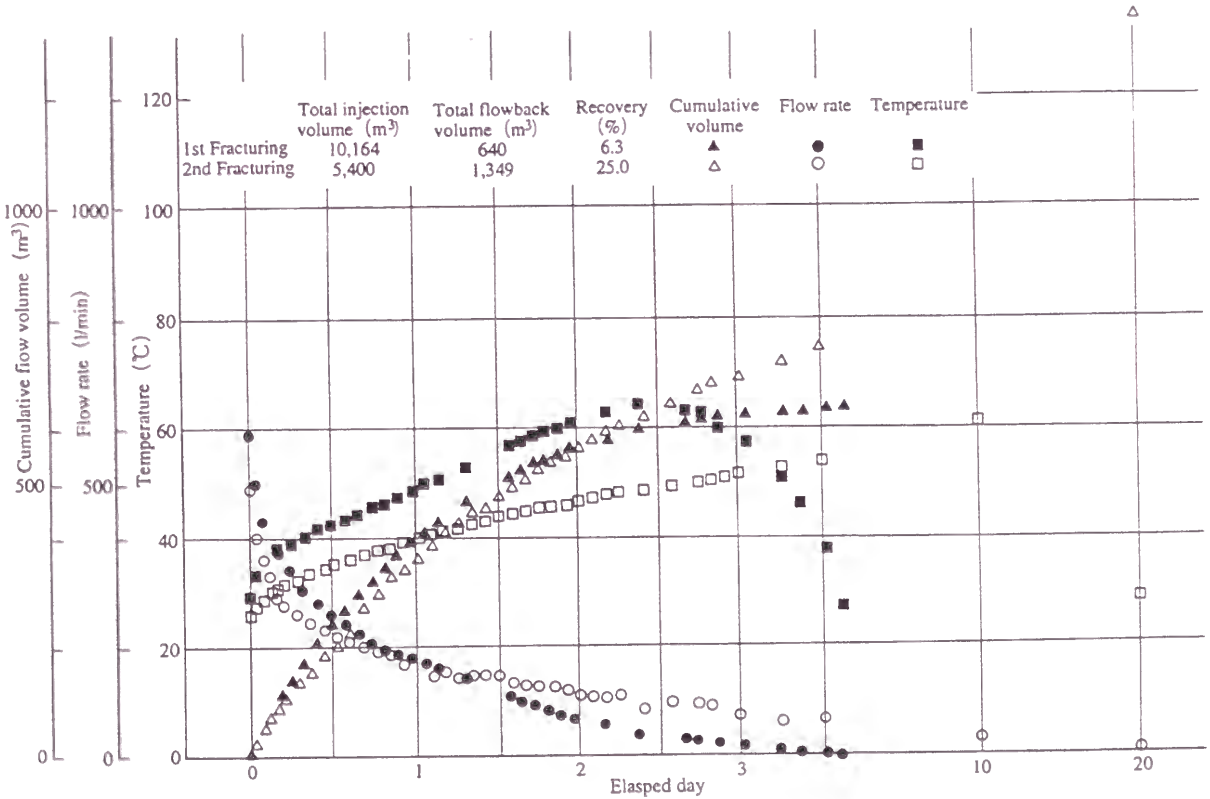
フェーズⅠ	フェーズⅡ（1989～1992）			
1986～1988年 昭和61年～63年	1989年 平成元年	1990年 平成2年	1991年 平成3年	1992年 平成4年
秋の宮地点準備実験 長さ：400m 温度：60℃ 岩盤：父山硬凝灰岩 Q R S P法による 三設野留層の造成 導通試験 回収率：2%	地点選定 （鳥取、北海道、建群） ①耐熱4"74-84t-9t装置 （第Ⅱ期探査型） ②大電流遮断型深部電磁探査 装置	注入井の掘削 深さ：1,000m 坑底温度：228℃ 岩盤：花崗閃緑岩 注入井検層 掘削コア調査・物性試験 計画井掘削 深さ：945m TDEM法探査 CSAMT探査 HTBS調査	下部野留層造成 （10,000m ³ 、300気圧） 地化学調査（既存水との混合モ デル） A E・流電電位計測 破砕前後の透水試験 HTBS調査 地圧測定（A E法） F T年代測定 ①人工野留層計画装置（第Ⅰ期） ②4"74-84t-9t装置増強 ③大電流遮断型深部電磁探査・ 受信装置	上部野留層造成（下部より高圧 で、戻りは長い、A E少ない） （5,400m ³ 、300気圧） サンドプラグ（882m） リーミング（711-719m） 破砕前後の透水試験 生産井掘削 24t-9t-9tによる94t-9t-9t回 収失敗、94t-84t-9t野留 導通試験 注入井HTBS（915m、129℃まで） A E用発破、地表と注入井内 TDEM探査、ELFMT探査 地化学調査 A E・流電電位計測 ①人工野留層計画装置（第Ⅱ期） ②坑井内多連式A Eセンサー ③耐熱性深部比抵抗トログラフ 自動測定装置
				



図I-3-5 破砕坑井のプロファイル

フェーズⅢ（1993～1995年）			フェーズⅣ（1996～2000年）	
1993年 平成5年	1994年 平成6年	1995年 平成7年	1996年 平成8年	1997年 平成9年
新産実験（22日間） 4"74-84t-9tによる94t-9t-9t の除去と94t-84t-9t回収 回収率3% 生産井HTBS（719m、158℃） 光ファイバー温度検層 生産井内細管挿入による生産 利度（エアリフト法） トレーサ試験、地化学調査 比抵抗トログラフ（掘削下） 3次元流電電位計測 A E・流電電位計測 第2回国際HDR74-94（山形市） （堀組総委員長、北野幹事長） ①雄勝高温岩体実験場配電線 ②循環用配管機器 ③変圧器設置 ④耐熱性孔調査7"9-7"の試作	新産実験（5ヶ月間） 生産井迎え破砕 回収率10～12% 生産井温度160℃ スケール発生 3次元流電電位計測 落雷により計装機器ダメージ 生産井HTBS（950m、170℃） 7"9-7"先端ガラス破損 破砕・循環前後透水試験 光ファイバー温度検層 注入井PTS検層 河川・飲料水採水分析 生産井PTS（注入点：915,100 0,1030,1057m） A E・流電・自然電位計測 ①高温岩体発電実験用水圧ボ ンプ ②高温用流量測定装置	新産実験（1ヶ月間） 注入井増産（1,000を1,027m） 注入井の水圧破砕 生産井の迎え破砕 回収率20～25% 破砕・循環前後の透水試験 坑井間透水試験 ロード当たり（526,719,829m） 比抵抗トログラフ（掘削下） 3次元流電電位 HTBS測定 増産部のコア調査 生産井HTBS調査（1,060m） 光ファイバー温度検層 トレーサ試験、地化学調査 A E・流電・自然電位計測 増産部のコア調査 生産井HTBS調査（1,060m） 光ファイバー温度検層 トレーサ試験、地化学調査 A E・流電・自然電位計測 ①A E・微小地震自動観測システム ②坑井内水位計	研究評価 微小地震観測 坑井内水位観測 CSAMT探査（周辺構造調査） GEOTH3Dシミュレーションの改良 微小地震観測 鬼首地蔵 ①A E・微小地震自動観測システム ②坑井内水位計	個別野留層評価 テフロンパッカー設置失敗 サンドプラグ法による上部野留 層注水実験 上部野留層導通型 シミュレーションによる事前予測 周辺断層の解明 A E・微小地震観測 （NEDO秋ノ宮調査井掘削）
				

図I-3-4 雄勝実験のこれまでの経緯



図I-3-6 破砕実験時の戻り水計測結果

本実験は、生産井掘削後の貯留層を通して、注入井と生産井との間でどの程度水の導通があるかを調べる目的で行った。10月17日20:00より11月8日15:00まで昼夜連続で注入井に水を圧入し、生産井から熱水を回収した。この実験における注入流量・圧力および生産流量・回収率の変化を図I-3-7に示す。注入流量は実験初期は417l/min（坑口圧力18MPa）で、坑口圧力の低下に従い流量を順次増加させ、最終的には約1,200l/minの流量で圧入し、坑口圧力は19MPaとなった。10月19日7:00頃に生産坑井から生産水の流出が始まり、徐々に生産流量は増加し、実験の最終段階では39l/min程度となり、この時点での回収率は約3%と計算された。また、生産水の坑口での温度は生産流量の増加とともに上昇し、11月3日11:30頃100℃を越えた。本循環実験では、総量30,729m³の水を注入した。生産水は注入停止後もしばらく流出が続き、11月16日16:00時点で総量630m³となり、その後も2～3l/minの流出が続いた。

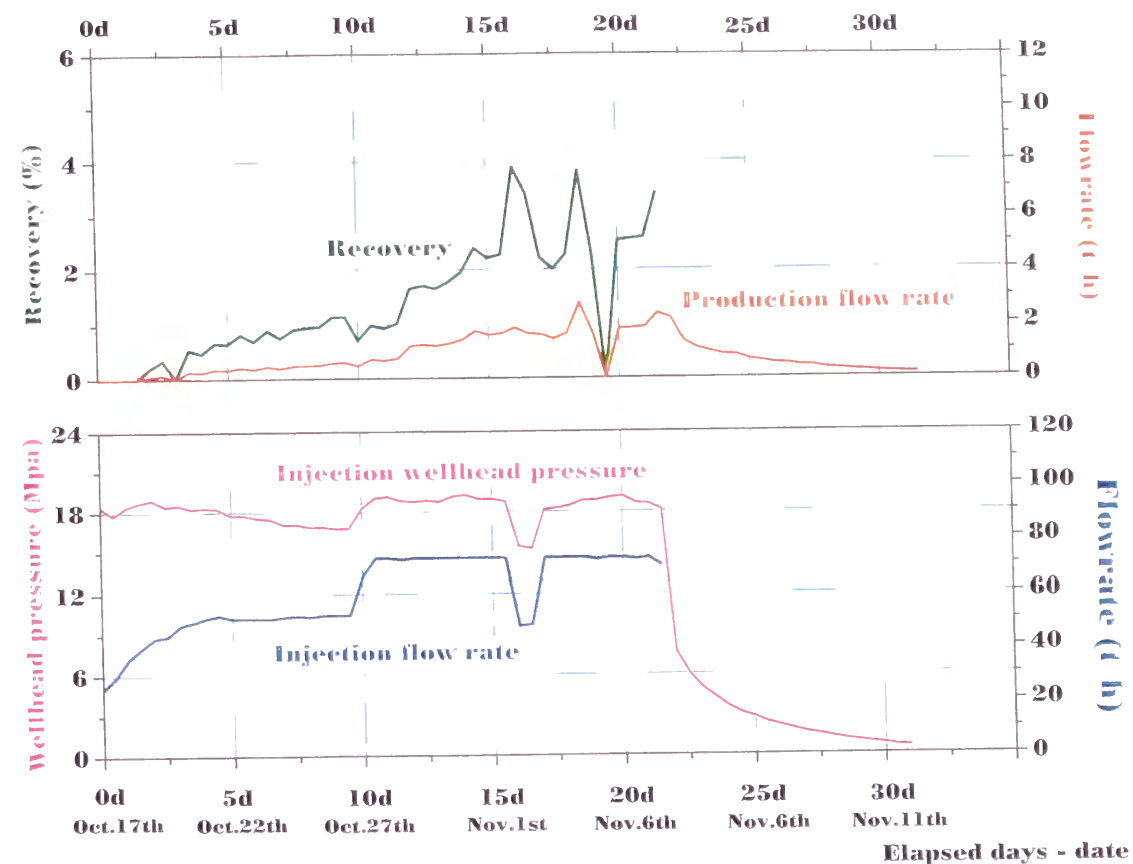
②1994年5ヶ月間循環実験

前年の循環実験による回収率が3%程度と少なかったことから、1994年は貯留層の導通性の改善を目的として生産井の水圧破碎を実施した後、循環実験を行った。この循環実験では、1994年6月26日10:10より11月24日16:00まで昼夜連続で注入井に水を圧入し、生産井から熱水を回収した。この実験における注入流量・圧力および生産流量・回収率の変化を図I-3-8に示す。注入流量は実験初期は500l/min（坑口圧力16.5MPa）で、坑口圧力の低下にしたがい流量を順次増加させ、750l/minあるいは500l/minの流量で圧入した。これら流量での坑口圧力はそれぞれ16MPa、13MPaであった。6月27日13:50（実験開始27時間40分後）に生産坑井の坑口から熱水の流出が始まり、徐々に生産流量は増加した。そして、6月28日18:50に生産流量が39l/min程度となり、坑口温度が100℃を越えた。最終的に、750l/minの圧入に対する生産量は、熱水が約63l/min、蒸気約10l/min、坑口圧力約6MPaで安定し、500l/minの圧入に対する生産量は、熱水が約40l/min、蒸気2～3l/min、坑口圧力約3MPaだった。これによる注入水の回収率は9～10%であった。

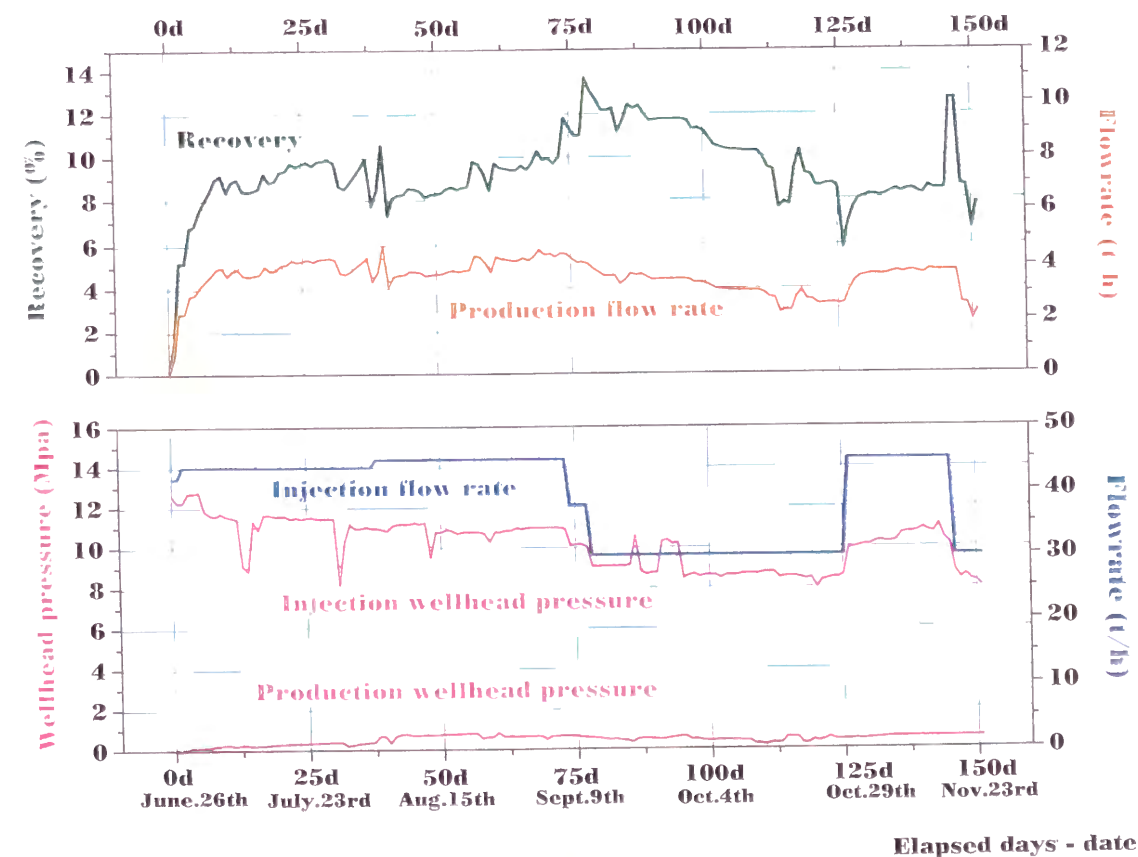
この循環実験では、総量140,224m³の水を注入した。生産水は注入停止後もしばらく流出が続き、11月28日16:30時点で総量13,020m³となり、その後も流出が続いたが、孔井内でのフラッシュにより流出量が波打ち正確な計測が難しくなった。また、生産井内の検層などのため、最終的な流出量の計測はできなかった。

③1995年1ヶ月間循環実験

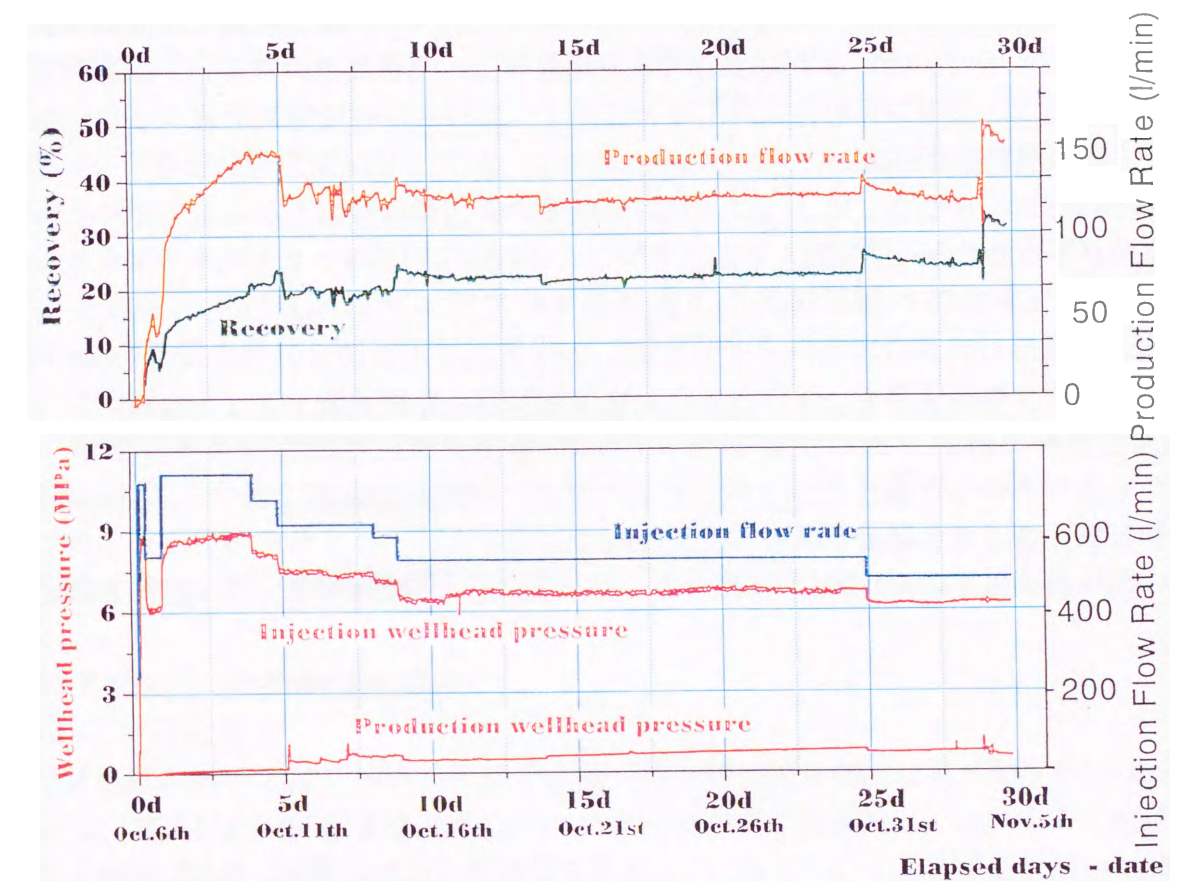
前年の循環実験による注入水の回収率が9～10%程度と依然少ないことから、1995年も貯留層の導通性の改善として生産井の水圧破碎を実施した。また、注入井への水の注入圧力が高いことから、注入井の透水性の改良を目的として注入井の増掘および水圧破碎を行い、圧力の低減を図り、循環実験を行った。本実験では、1995年10月6日13:00より11月5日16:00まで昼夜連続で注入井に水を圧入し、生産井から熱水を回収した。この実験における注入流量・圧力および生産流量・回収率の変化を図I-3-9に示す。注入流量は実験初期は750l/min（坑口圧力9MPa）である。生産井の応答は、10月6日20:00（実験開始7時間後）に坑口からの流出が始まり、徐々に生産流量は増加した。そして、



図I-3-7 雄勝地点循環実験の流量・圧力などの推移
(1993年22日間循環実験)



図I-3-8 雄勝地点循環実験の流量・圧力などの推移
(1994年5ヶ月間循環実験)



図I-3-9 雄勝地点循環実験の流量・圧力などの推移
(1995年1ヶ月間循環実験)

10月10日10:00に生産流量が150l/min程度となり、生産ラインの測定限界値近くになったため、注入流量を徐々に低下させた。最終的に、500l/minの圧入に対する生産量は、熱水が約110l/min、蒸気12l/min、坑口圧力約8 MPaで安定した。これによる注入水の回収率は約25%であった。

この循環実験では、総量24,241 m³の水を注入した。生産水は注入停止後もしばらく流出が続き、11月5日16:00時点で総量5,257m³となり、その後も流出が続いたが、1994年と同様、流出量が波打ち正確な計測が難しくなった。

④1997年10日間循環実験

雄勝地点に造成された2層の人工貯留層を個別に評価する目的で、上・下部個々の貯留層を介した循環実験が計画された。上部および下部の各区間に限定して注水する手法として、下部貯留層区間に対しては、メカニカルパッカー、上部貯留層区間に対しては、サンドプラグによる下部貯留層区間の閉塞を採用した。しかしながら、当初の予定に反し、メカニカルパッカーの坑内におけるトラブルにより下部区間への注水が不可能であった。その後、下部区間にサンドプラグを設置し上部貯留層への注水を行った。約200l/minの流量で約10日間注入したものの、生産井からの熱水の流出は認められなかった。この原因として下部貯留層との干渉が考えられたため、下部貯留層を水で満たすため、生産坑井からの注水（注入流量750l/min、総流量10000m³）の後、再度注入流量250l/minの注入を約1週間行ったが、生産孔井内の地下水の上昇するのみであった。このため、下部区間のサンドプラグを除去した後、上・下部貯留層を介した、10日間の循環実験を実施した。500l/minの注入流量に対しておおよそ100l/minの生産流量が認められた。

3-2-2 肘折地点

肘折地点においては、1986年に在来地熱の調査井であるSKG-2坑（深度約1800m）を利用し、坑底において貯留層造成のための水圧破碎が実施された。1987年には生産坑井としてHDR-1坑井（深度1800m）が掘削された。1988年には、この貯留層を用いた加圧・循環実験が実施され、その後HDR-1坑井を深度2200mまで増掘し、PBRを設置し2200m付近での水圧破碎の準備が行われた。1989年には、生産坑井としてHDR-2坑井（深度1900m）が掘削され、SKG-2坑井を注入坑井、HDR-1およびHDR-2坑井を生産坑井とする29日間の循環実験が実施された。1990年にはHDR-3坑井（深度1900m）が掘削され、導通確認のための実験が行われた。1991年には、SKG-2坑井を注入坑井、HDR-1、HDR-2およびHDR-3坑井を生産坑井とする90日間の循環実験が実施された。

1992年には、HDR-1坑井の深部（深度2151～2205m）において、深部貯留層造成を目的とした水圧破碎が行われた。深部の水圧破碎フラクチャとの導通を目指して、1993年にはHDR-3坑井が2300mまで、1994年にはHDR-2坑井が2300mまで、それぞれ増掘された。1995年にはHDR-1坑井を注入坑井、HDR-2およびHDR-3坑井を生産坑井とする25日間の深部貯留層予備循環実験が、1996年には30日間の導通改善循環実験が実施された（図I-3-10）。

止後11月25日14:30まで噴気監視として生産坑井のバルブを開放し生産を継続させた。

1991年には、浅部貯留層の熱特性の把握を目的として、SKG-2坑井を注入坑井、HDR-1、HDR-2およびHDR-3坑井を生産坑井とする90日間の循環実験が実施された。循環実験は、8月6日～11月3日の間おおむね $1.0\text{m}^3/\text{min}$ の注水流量で、総量 134510m^3 が注入され、ポンプ停止後約10日間噴気監視を行った。各孔井の回収率はHDR-1坑井が11.2%、HDR-2坑井が26.9%、HDR-3坑井が32.2%で、合計で70.4%であった。

②深部貯留層循環実験

1995年には深部貯留層の導通促進、回収率の向上さらに深部貯留層の特性把握を目的として、HDR-1坑井を注入坑井、HDR-2aおよびHDR-3坑井を生産坑井とする25日間の深部貯留層予備循環実験が実施された。また、循環に引き続き、9月6日まで噴気監視が行われた。本実験では種々の目的を達成するため、注入流量や湧出する生産坑井を細かく変化させた。8月6日より注入を開始し、注入を停止した8月30日までに $1\sim 2\text{m}^3/\text{min}$ の流量で注入され、総量で 51500m^3 が注入された。生産が安定した時点での坑口温度は、両坑井とも 180°C で、循環試験中の総生産流量は、HDR-2a坑井が 13200m^3 、HDR-3坑井が 6900m^3 であった。

1996年には、前年度の結果からHDR-2a坑井に比べて生産特性の良くなかったHDR-3坑井の導通性を改善する目的で、1995年と同様の坑井配置で約1ヶ月の導通改善循環実験が実施された。実験は前半がHDR-3坑井の導通性を改善するためにHDR-1坑井とHDR-3坑井間での循環、後半が改善状況を把握するためHDR-2a坑井およびHDR-3坑井を生産坑井とした循環が実施された。循環のための注水は8月10日に開始され、9月9日にポンプが停止した。注入流量はおおむね $1.0\text{m}^3/\text{min}$ であり、総注水量は 40900m^3 である。

3-3 流体地化学調査結果

3-3-1 試料の採取・分析

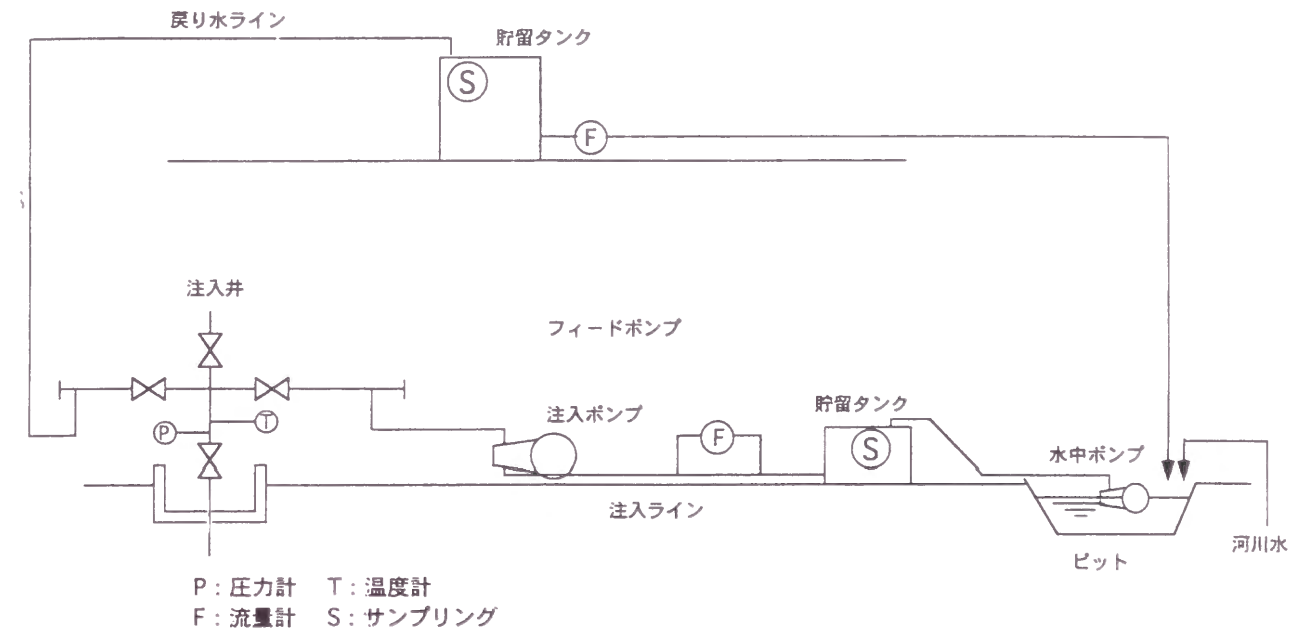
(1) 試料採取

①水圧破碎

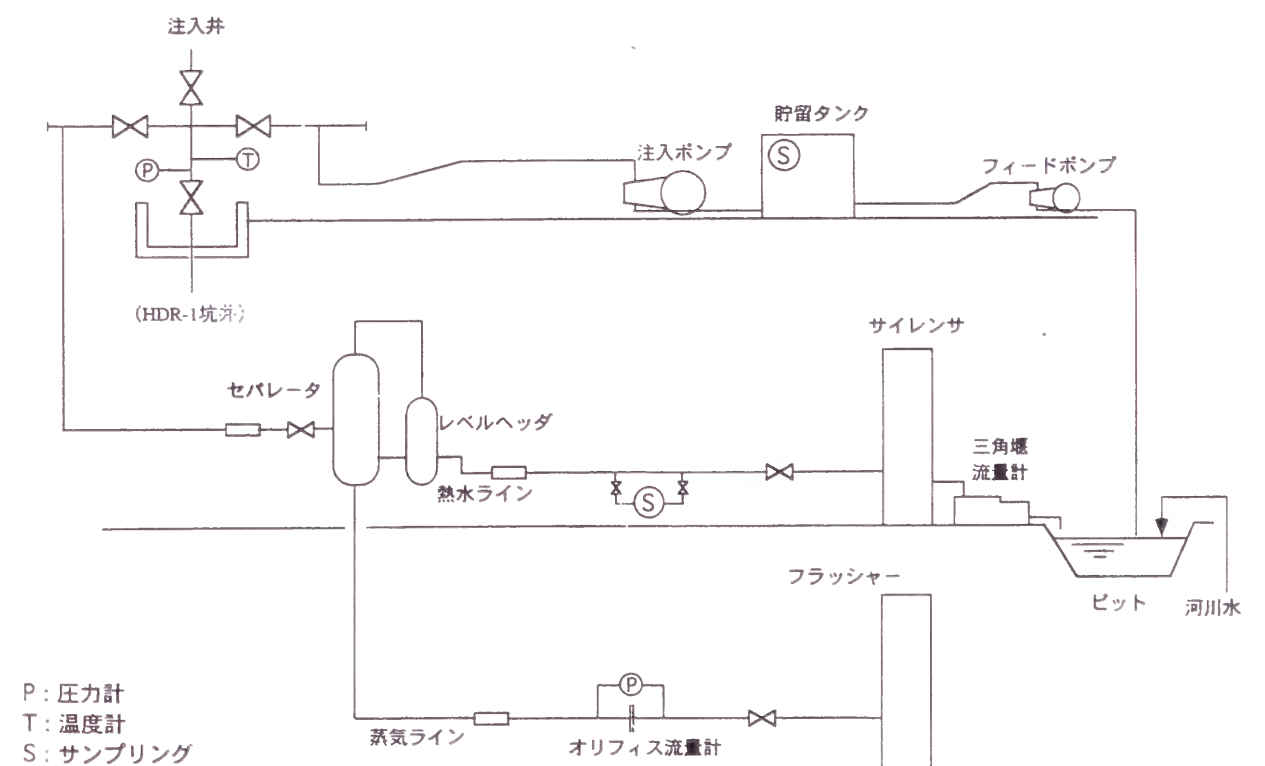
水圧破碎のために坑内に圧入された河川水を“注入水”、水圧破碎後坑口を開放することにより地下貯留層から坑井を介して湧出する温水を“戻り水”と定義した。雄勝地点では注水ピットから直接、肘折地点では注水ポンプ上流のタンクより注入水を採取した。注入水は河川から一旦ピットの中に蓄えられ、急激な化学変化はないと想定できるため、注入時に1～2試料を採取するにとどめた。

戻り水は、坑口からピットに戻される途中のタンク、もしくはピットへの吐き出し口から採取した。坑口解放直後は約1時間毎、その後徐々に採取間隔を延ばし、最終的には1～数日毎に採取した。

戻り水の流量は、雄勝地点では戻り水のラインに電磁流量計を設置して計測し（図I-3-11）、肘折地点では戻り水のラインに三角堰流量計を設けて計測した（図I-3-12）。なお、肘折地点の浅部貯留層造成のための水圧破碎時には、戻り水のラインには流量計が設置されていなかったため、戻り水の流量測定は行わず、戻り水に戻した貯留池の水



図I-3-11 水圧破碎時の地上配管および水採取（雄勝地点）



図I-3-12 水圧破碎時の地上配管および水採取（肘折地点）

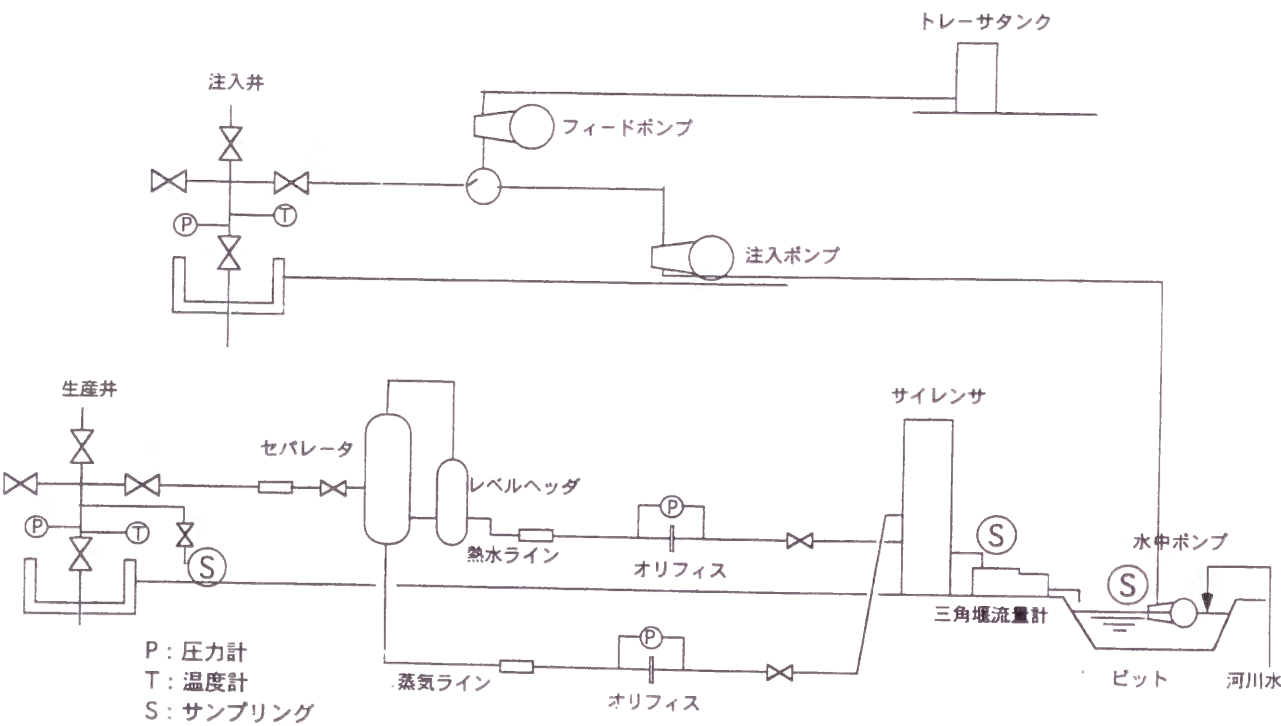
位変化から、総戻り量のみを推定した。。

②循環実験

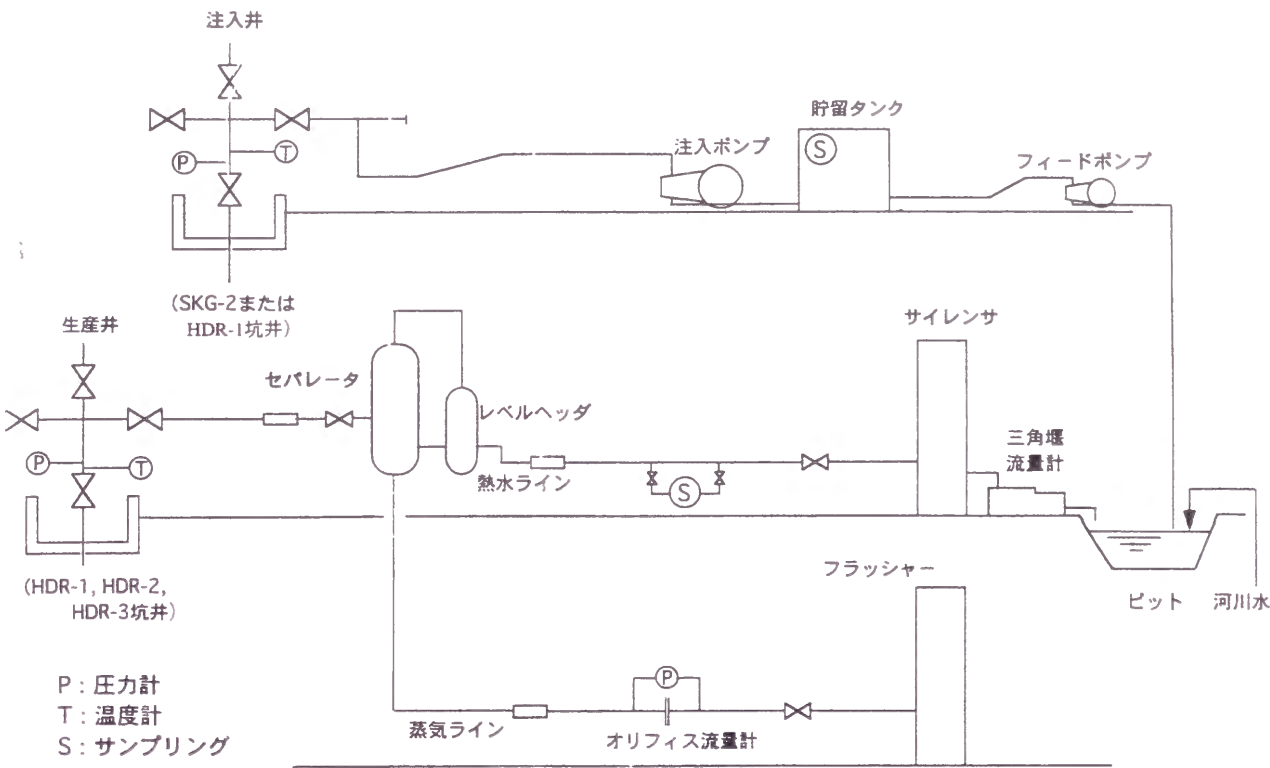
注入水の採取箇所は、水圧破碎と同様である。循環実験では、循環によって湧出した生産水を再度循環の注入水の一部として利用するため、注入水は1日～数日毎に採取した。

生産水は、セパレータによる気液分離後の熱水を、雄勝ではピットへの吐き出し口において、肘折では専用の試料採取装置から、採取した。採取は、生産流体の化学的変化が顕著であることが予想された循環初期には2時間毎、その後徐々に採取間隔を延ばし、生産流量が安定した時点で半日に1回程度採取した。

生産水の流量は、生産ラインのセパレータにより気水分離された後に、雄勝地点においては熱水、蒸気ラインにオリフィス流量計を設けて（図I-3-13）、肘折地点においては蒸気ラインにはオリフィス流量計を設け、熱水ラインには三角堰流量計を設けて（図I-3-14）それぞれの流量を測定した。



図I-3-13 循環実験時の地上配管および水採取（雄勝地点）



図I-3-14 循環実験時の地上配管および水採取（肘折地点）

(2) 試料分析

採取した試料は現地において、常温（25℃）に戻した後、現地においてpH、Ec（電気伝導度）を計測した。その後SiO₂分析用には冷却した水試料を、SiO₂を除く化学分析用には0.45μmのメンブランフィルタ-を用いて濾過し、それぞれポリ瓶に詰め実験室に持ち帰り、分析を行った。分析を実施した成分および分析方法は表I-3-1に示す通りである。

表I-3-1 原位置試験試料水の分析項目と分析方法

〔現地〕	〔実験室〕
pH：簡易pHメーター	Na：イオンクロマトグラフ
電気伝導度（EC）：電気伝導度計	K：イオンクロマトグラフ
	Ca：イオンクロマトグラフ
	Mg：イオンクロマトグラフ
	Cl：イオンクロマトグラフ
	SO ₄ ：イオンクロマトグラフ
	CO ₃ ：HCO ₃ の結果から計算
	HCO ₃ ：滴定
	B（上部試料のみ）：イオンクロマトグラフ
	F：イオンクロマトグラフ
	SiO ₂ ：比色
	酸素水素同位体（下部の一部試料）：質量分析

化学分析用の試料はセパレータにより気液分離された生産熱水であり、この試料は蒸気として分離した重量だけ濃縮されている。このため、採取時の気液比を考慮して、生産流体中の各成分の濃度を計算し、これらの値を解析に用いた。

酸素水素同位体については以下の様な手法を用いて補正を行った。

熱水と蒸気が共存している場合、熱水の水素あるいは酸素同位対比は、一般には蒸気の値とは等しくない。そして両者が平衡状態にあるときは、同位体の差はある定められた温度では一定となる。このような現象は同位体分配と呼ばれ、その差は次式で定義するような同位体分配係数 α として表される。

$$\alpha D = (D/H)_{\text{熱水}} / (D/H)_{\text{蒸気}} \quad (I.3.1)$$

$$\alpha O = (^{18}O/^{16}O)_{\text{熱水}} / (^{18}O/^{16}O)_{\text{蒸気}} \quad (I.3.2)$$

熱水 蒸気

さらに生産流体が熱水と蒸気に分離するとき、生産流体、分離した熱水、および蒸気の同位体比をそれぞれ δO 、 $\delta \text{熱水}$ 、 $\delta \text{蒸気}$ として、分離した熱水の割合を $X_{\text{熱水}}$ 、蒸気の割合を $X_{\text{蒸気}}$ ($X_{\text{熱水}} + X_{\text{蒸気}} = 1$) とすると次の関係が成り立つ。

$$\delta O = X_{\text{熱水}} \delta \text{熱水} + X_{\text{蒸気}} \delta \text{蒸気} \quad (I.3.3)$$

今回は、主として $\delta \text{熱水}$ を分析した。さらに δO を求めるために、① $\delta \text{蒸気}$ すなわち蒸気凝縮水の同位体比を分析する、②現地計測での気液分離温度から αD 、 αO を求め $\delta \text{蒸気}$ を算出するの2方法を併用した。

3-3-2 雄勝地点の結果

(1) 水圧破碎実験

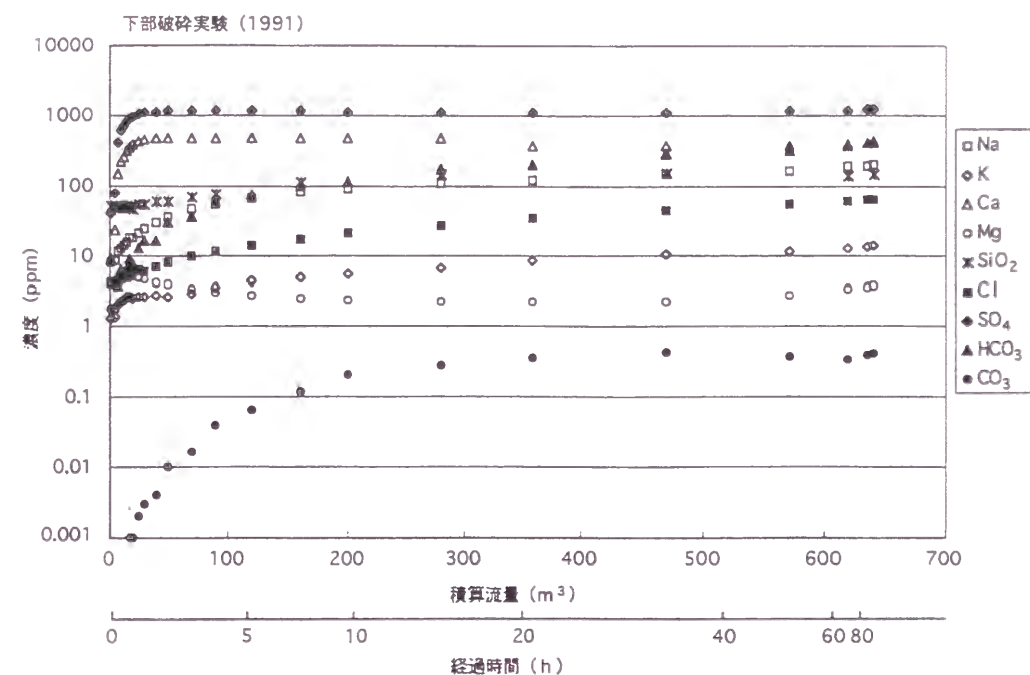
下部水圧破碎時の注入水のpHは4.9である。これに対し戻り水の流量が35m³までの間に4.9から6.7に急変し、その後も徐々に上昇し、積算流量が約200m³で7.5前後で安定する。Ecは、注入水が0.1mS/cmであるの対し、戻り水のそれは、積算流量が、0～35m³の間に0.1から1.7mS/cmと急激に変化し、その後も徐々に上昇し、最終的には2.5mS/cmの値を示す。

各化学成分の経時的な変化を図I-3-15に示す。この図中で、積算流量が0の各成分の濃度は注入水のそれを示している。各成分共に戻りの当初は概ね急激な増加傾向にあり、その後は徐々に増加する。さらに注入水の濃度に比べて戻り水の最高濃度は概ね1～3オーダー上昇している。なおMgのみはこの傾向にはあてはまらない。

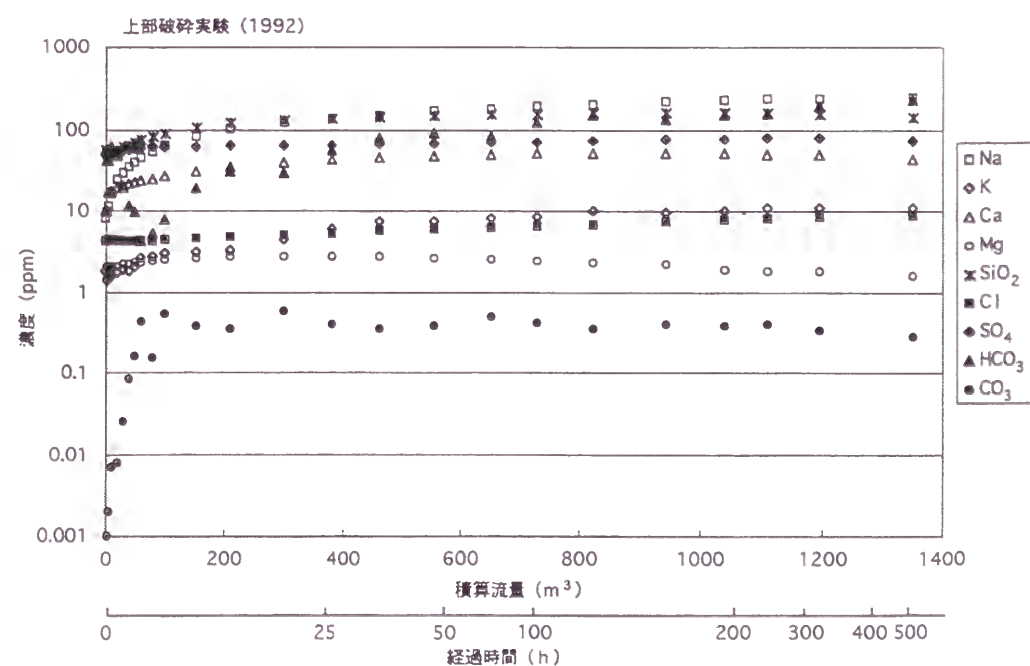
上部水圧破碎時の注入水のpHは4.7であるのに対して、戻り水のpHは積算流量が0～90m³の間に7.9まで急激に上昇し、その後徐々に減少し積算流量が600m³前後で7.0～7.2前後で安定する。Ecに関しては、注入水のそれは0.05mS/cmであるのに対して戻り水のそれは徐々に増加し最終的には0.8mS/cmとなる。

各化学成分の経時変化については、戻り初期にその濃度が上昇する成分 (Na、K、

Ca、CO₃) と徐々に増加する成分 (Mg、Cl、SO₄)、さらに戻り初期に減少しその後増加する成分 (HCO₃) に区別できる。各成分の戻り水の最高濃度は注入水のそれに比べると同じオーダーもしくは1～2オーダー増加するのみで、下部の実験時に比べると増加割合が小さい (図I-3-16)。



図I-3-15 水圧破碎時の戻り水の化学成分の推移
(雄勝地点、下部貯留層)



図I-3-16 水圧破碎時の戻り水の化学成分の推移
(雄勝地点、上部貯留層)

（２）抽熱・循環実験

1993年の実験では、注入水のpHが4.9であるのに対し、生産水のpHは生産当初8.3を示した後急激に6.3まで減少し、その後徐々に8.3まで上昇し、さらにその後再度7前後まで減少する。注入水のEcは、0.07mS/cmであるのに対し、生産水では、急激に上昇し流量が13.8m³で1.74mS/cmと最高値を示し、その後徐々に減少し、流量が200m³前後以降から1.05mS/cmの安定した値を示す。

1994年の実験では、注入水のpHが4.6であるのに対し、生産水のpHは生産当初6.4を示した後流量30m³までに急激に7.8に上昇し、その後は徐々に上昇し9から9.5で安定する。注入水のEcは、0.1mS/cmであるのに対し、生産水では、急激に上昇し流量が100m³で1.41mS/cmと最高値を示し、その後徐々に減少し、流量が500m³前後以降から1.15mS/cmの安定した値を示し、その後流量が8000m³で0.9mS/cm前後に減少した後安定する。

1995年の実験では、注入水のpHが4.4であるのに対し、生産水のpHは生産当初6.0を示した後流量75m³までに急激に8.35に上昇する。その後は徐々に上昇し9前後で安定し、流量3200m³前後から9.5前後へとシフトする。注入水のEcは0.3mS/cm前後であるのに対し、生産水では、急激に上昇し流量が80m³で1.09mS/cmと最高値を示し、その後徐々に減少し0.8mS/cm前後に安定する。

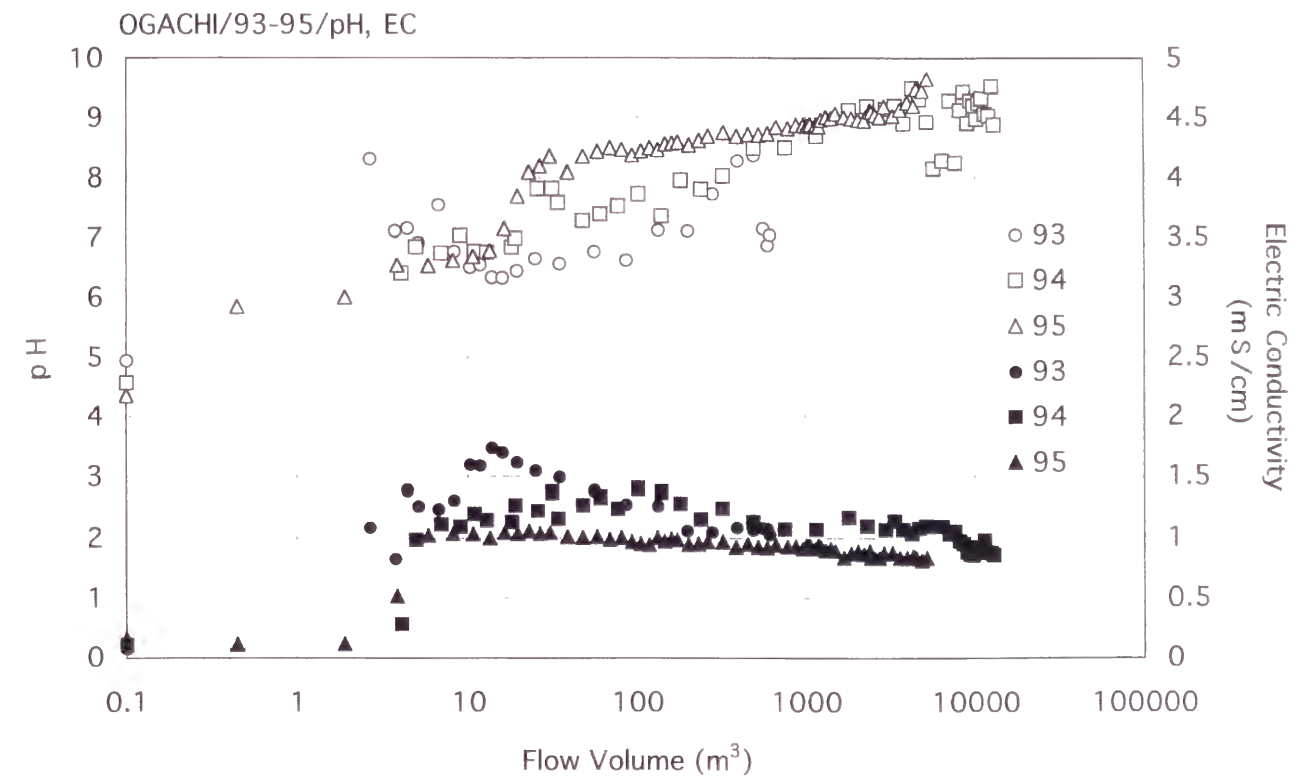
pHは、注入水が4.5前後であるのに対し、循環初期に急激に8前後まで上昇し、1993年を除けば9前後で安定する。1993年は循環初期にpHの急激な減少が認められる。

Ecは、注入水が0.1から0.3であるのに対し、循環初期の急激な上昇、その後の緩やかな減少、安定という傾向が全ての循環時に認められる。なお、急激な上昇後の最高値は1993年が大きく、1995年が小さいという傾向が認められる（図I-3-17）。

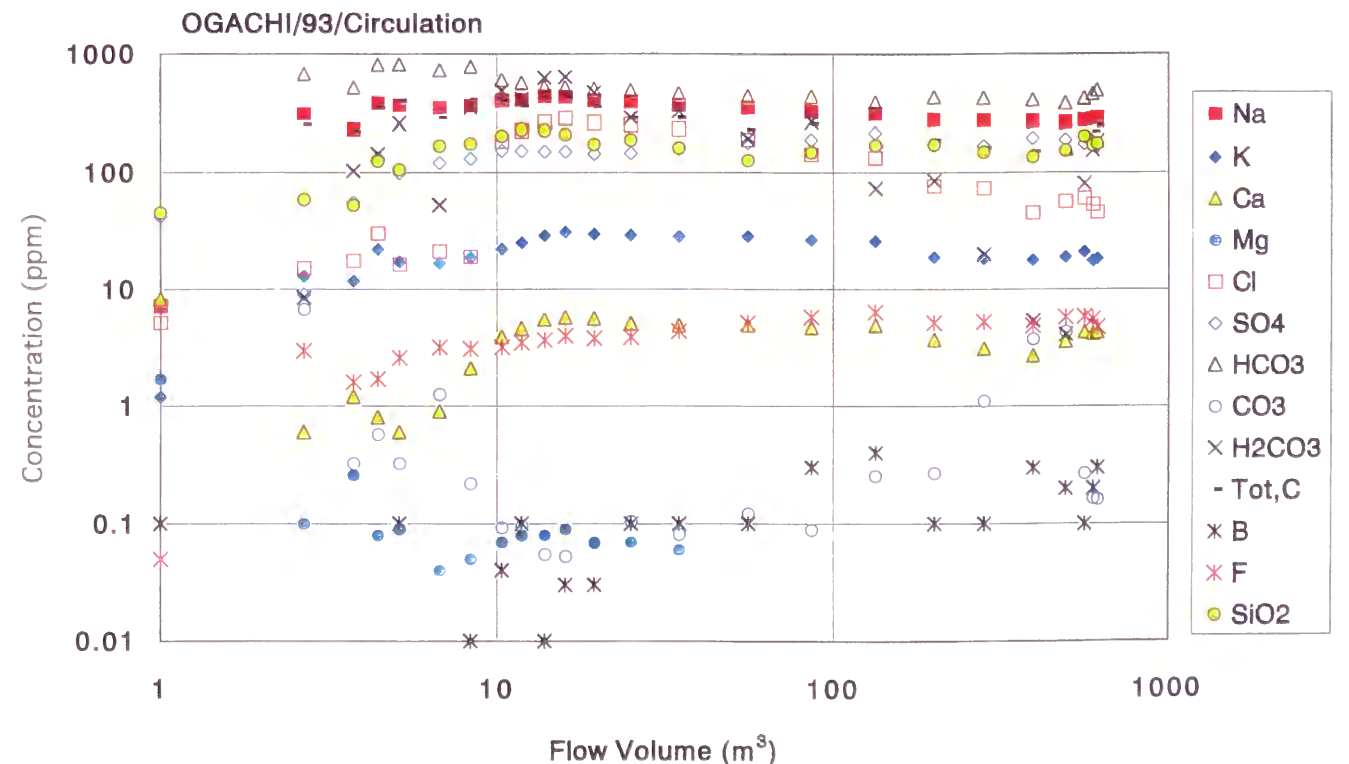
1993年の循環では、Na、K、Ca、ClおよびSiO₂という主要な成分が流量14～16m³を示す時点まで急激に上昇し、最高値を示し、その後徐々に減少しながら安定した値を示し、循環終了直前にやや濃度が上昇する。SO₄もほぼ同じ挙動を示すが、循環後半に濃度が上昇する。これに対し、Mgは循環当初は安定な値を示すが、徐々に減少する。Fは循環中徐々に上昇する傾向にある。Bは低濃度で不安定な挙動を示すが、後半に上昇する傾向が認められる（図I-3-18）。

1994年の循環では、Na、K、Ca、Cl、SO₄およびSiO₂という主要な成分は循環開始後その濃度が上昇し、流量がおおよそ150m³を示す時点以降でそれぞれの最高値を示し、ほぼ安定した値を示す。このうちCaは流量が150m³程度以降徐々に減少し、1100m³程度以降は安定した値を示す。MgおよびFは1993年と同様の挙動を示し、特にMgは流量が700m³以降急激に減少する傾向が見られる（図I-3-19）。

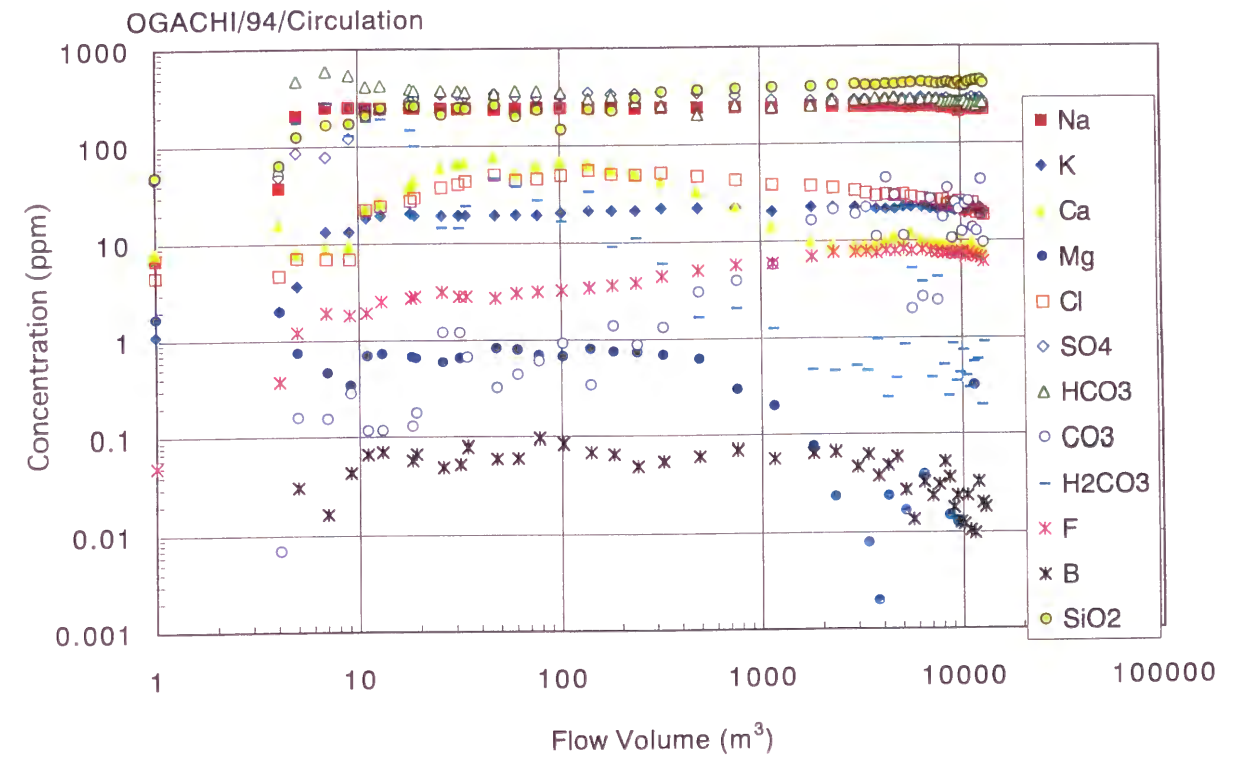
1995年の循環では、Na、K、Ca、Cl、SO₄およびSiO₂という主要な成分は循環開始後その濃度が上昇し、その後若干の増減はあるものの、ほぼ安定した値を示す。ただしCaは1994年度と同様に、流量が200m³程度以降徐々に減少する。また、Clも流量が450m³程度以降徐々に減少する。MgおよびFは1993、1994年と同様の挙動を示し、特にMgは流量が100m³以降急激に減少する傾向が見られる（図I-3-20）。



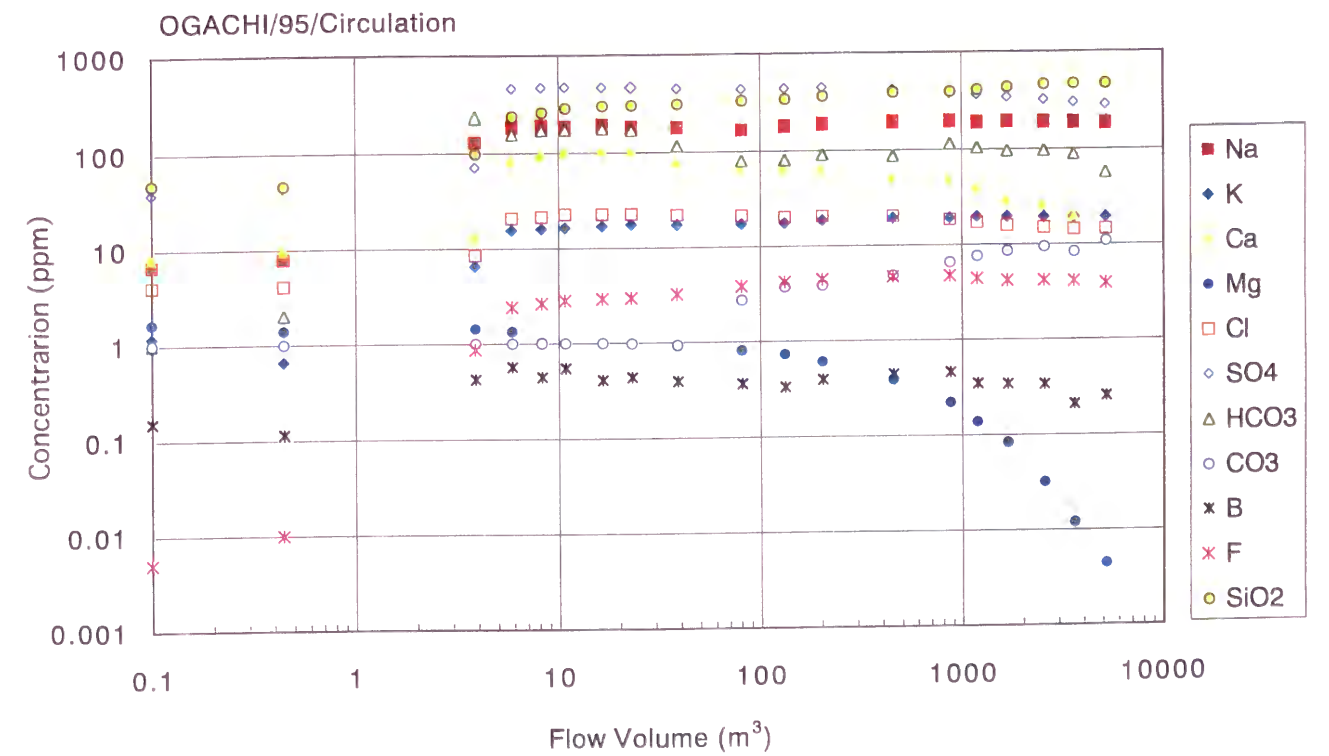
図I-3-17 雄勝循環実験生産水のpHとEcの推移



図I-3-18 生産水の化学成分の推移
(雄勝地点、1993年22日間循環実験)



図I-3-19 生産水の化学成分の推移
(雄勝地点、1994年5ヶ月循環実験)



図I-3-20 生産水の化学成分の推移
(雄勝地点、1995年1ヶ月循環実験)

循環当初は多くの成分が河川水によって置換された坑内水の影響で低濃度であるが、その後濃度が上昇する。1993年の循環では、濃度の急激な上昇の後、ほとんどの成分が積算流量で40～50m³にかけて減少し、その後安定した濃度を保つ。1994、1995年の循環では濃度の上昇の後、1993年ほどの目立った減少はなく、ほとんどの成分は安定した濃度を保っている。この様な挙動を示す成分として、Na、K、Ca、Cl、SO₄およびSiO₂があげられる。この中で、1994および1995年のCaの挙動は若干異なり、循環途中で減少傾向が認めらる。さらに、ほとんどの成分の濃度が各年度にわたりほぼ同様の値を示すのに対し、Clは年度を追う毎にその濃度が小さくなる傾向にある。

一方、MgやFはこれらの成分とは明らかに異なる挙動を示している。

3-3-3 肘折地点の結果

(1) 水圧破碎実験

①浅部貯留層造成時

各成分の経時変化からは、①経時的に増加する成分（Na、K、Cl）、②一旦増加し、その後減少もしくは安定した値を示す成分（Ca、SO₄、HCO₃）、ほとんど変化しない成分（Mg）に分類することが可能である（図I-3-21）。

②深部貯留層造成時

注入水のpHは6.9であるのに対し、戻り水のpHは当初7前後であるが、積算流量が30m³（坑井内容積は約27m³）から100m³までは徐々に5.7まで減少し、その後上昇に転じ6.8前後となる。注入水のEcは約0.2mS/cmである。戻り水のそれは積算流量が30m³まではほぼ同様の値を示すが、これ以降は70m³までは約4mS/cmまで急激に増加し、その後は徐々に増加し最終的に約7.5mS/cmの値を示す。

多くの化学成分の積算流量に対する挙動としては、戻り開始後70から80m³までは全般的に急激な濃度の上昇が認められ、その後は微増もしくはほぼ横ばいの状態となる。

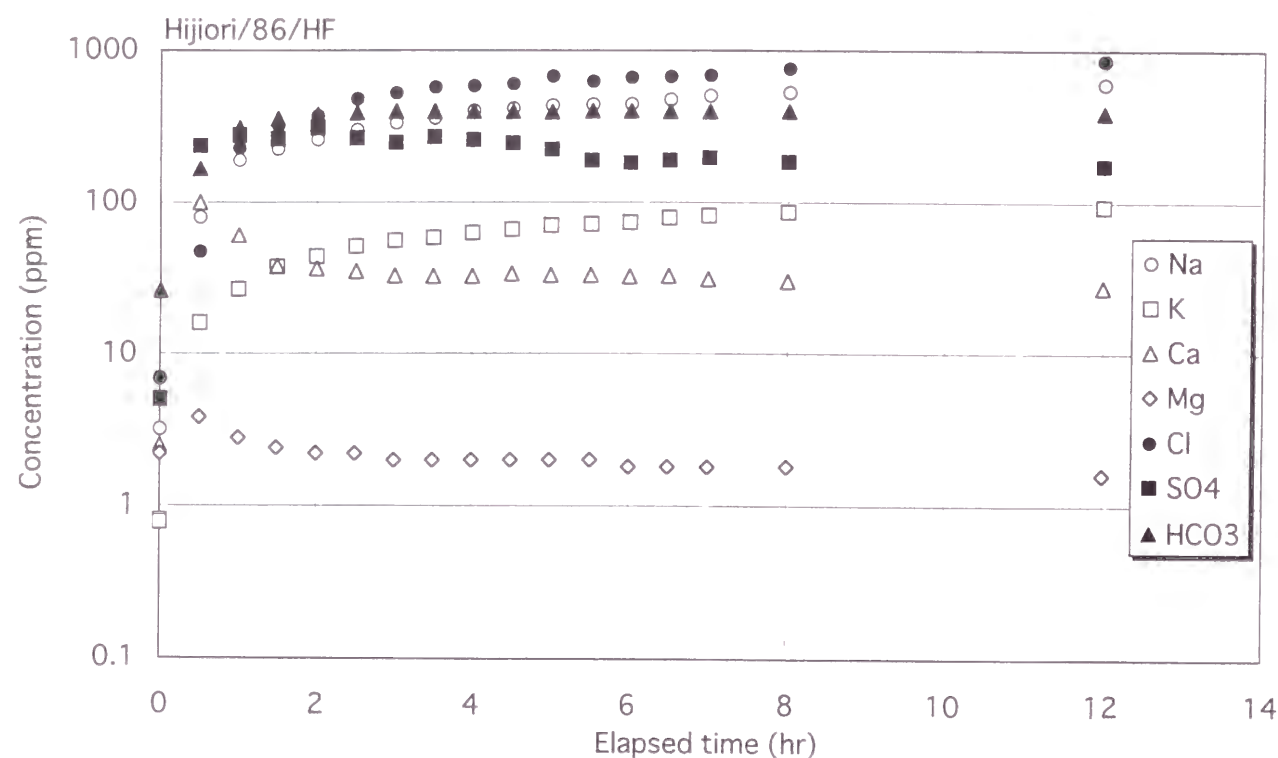
これらの化学成分の挙動をさらに細かく検討すると、そのパターンは、①ほぼ直線上に増加するパターン（Na、K、B、Cl、F）、②上に凸のカーブを描きながら増加するパターン（SiO₂）、③急激に上昇しその後減少するパターン（Ca、HCO₃、SO₄）、④増減を繰り返しながら増加するパターン（CO₃、H₂CO₃）に分類することが出来る（図I-3-22）。

(2) 抽熱・循環実験

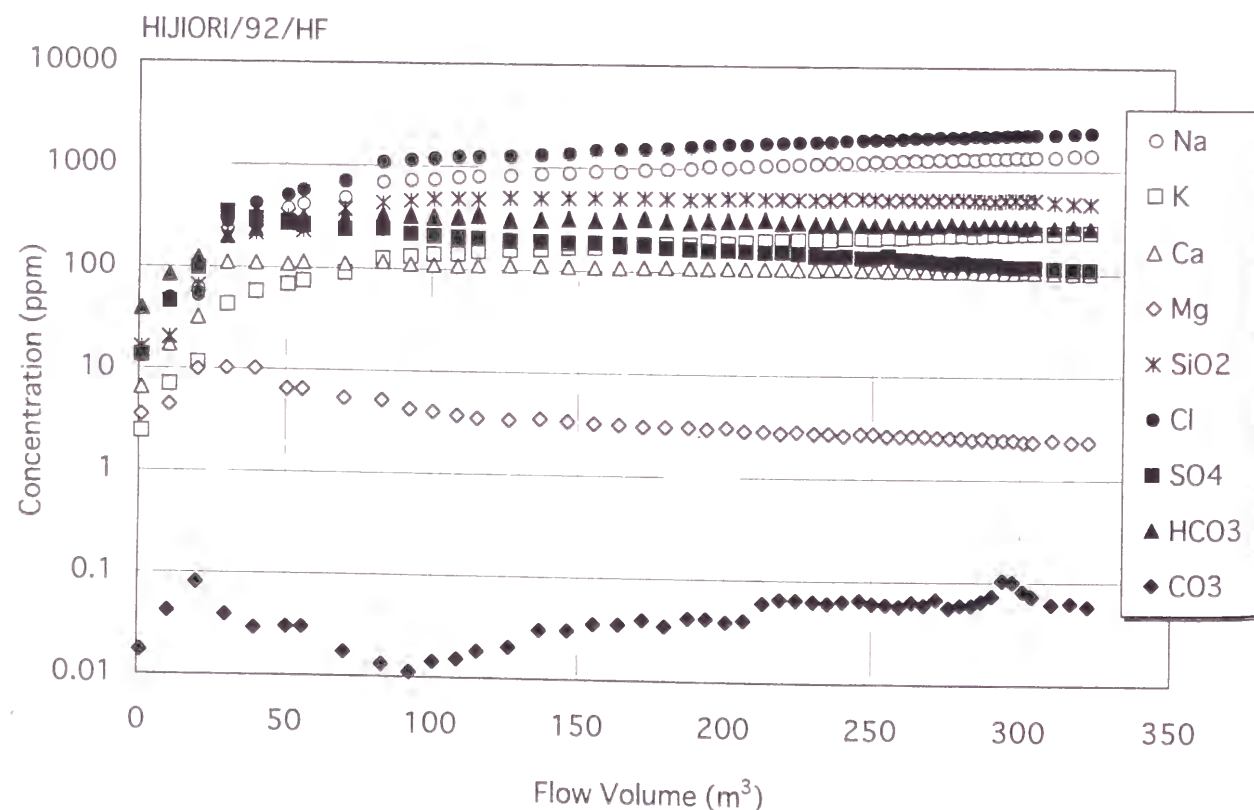
①浅部貯留層循環実験

1988年の循環実験は、前述のように間欠的であり、すなわち坑内においてフラッシュが起っており、そのため化学成分の安定した経時挙動を観察することが出来なかった。

1989年の循環時の生産水は、HDR-1およびHDR-2井共に各化学成分の濃度変化は循環初期に顕著である。この初期の変化は大きく2つのパターンすなわち①減少、②増加に分類できる。①のパターンを示す成分としては、Na、K、Ca、B、SiO₂、Clが、②のパターンを示す成分としてSO₄、CO₃があげられる。両パターンともにある程度の積算流量を経てほぼ一定の値を示すようになる。この流量は、HDR-1井では約2000m³、HDR-2井



図I-3-21 水圧破碎時の戻り水の化学成分の推移
(肘折地点、1986年浅部貯留層)



図I-3-22 水圧破碎時の戻り水の化学成分の推移
(肘折地点、1992年深部貯留層)

では約500m³と両坑井の間で差が認められる。このうちHDR-2井の生産水のCaは安定期にも周期的な増減を繰り返す。さらに循環終了後、すなわち噴気監視時の生産流体の化学成分の濃度の挙動はほとんどの場合初期のパターンと逆のパターン、すなわち初期が増加の場合は減少、減少の場合は増加というパターンを示している。これに対し、SiO₂は循環初期に減少のパターンを示すものの、噴気監視時にはほとんどその濃度が変化しない(図I-3-23(a),(b))。

1991年の循環時の生産水は1989年の循環と同様、HDR-1、HDR-2およびHDR-3井共に各化学成分の濃度変化は循環初期に顕著である。この初期の変化は1989年と同様大きく2つのパターンに分類でき、噴気監視時には初期のパターンと逆のパターンを示す。また、それぞれのパターンに属する成分もほぼ同じである。1991年の循環では循環中に各生産井の単独生産を実施したため、各孔井の生産水の化学成分の挙動はその期間、おおむね循環初期の大きな変化の後の安定期に部分的に不安定となっている。循環初期の変化が安定し始める流量は、この単独噴気のため不明瞭な部分はあるが、HDR-1井では約1500m³、HDR-2井では約100m³、HDR-2井では約700m³と各坑井の間で差が認められる(図I-3-24(a),(b),(c))。

②深部貯留層循環実験

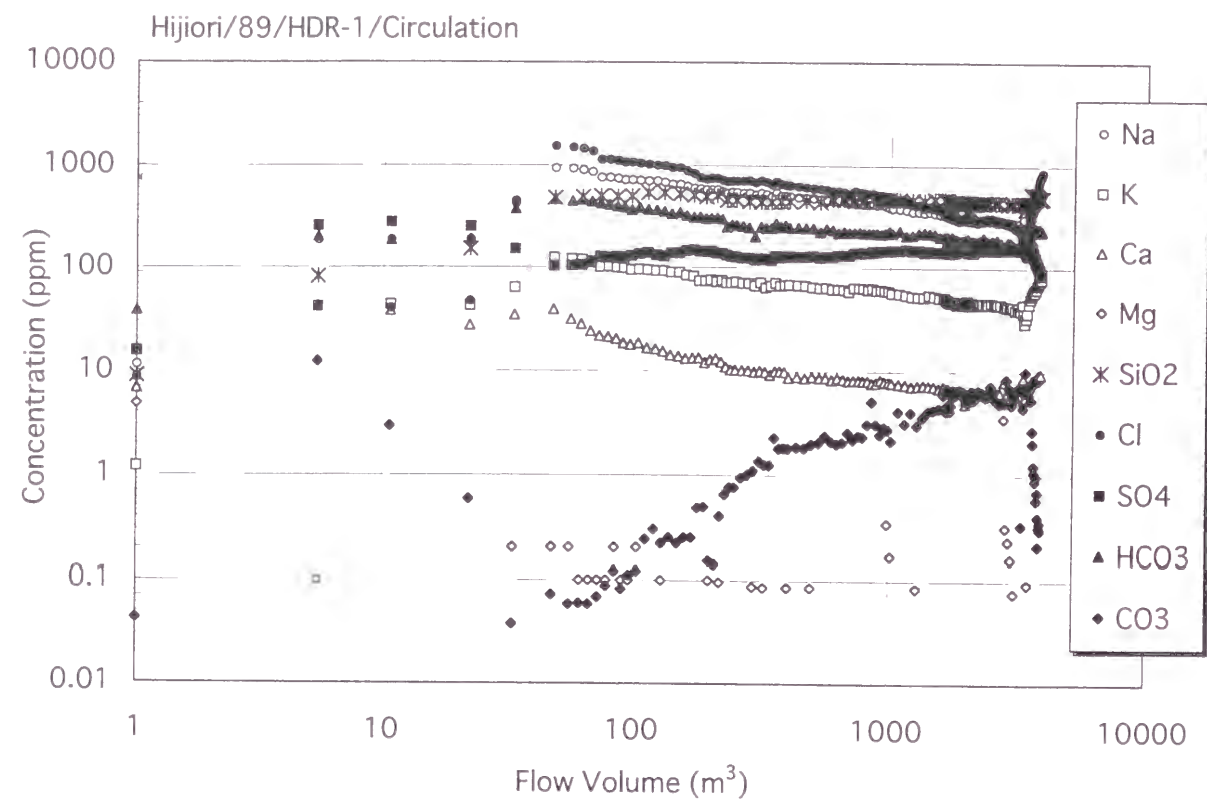
1995年の予備循環では、循環中に様々に注入流量を変化させたため、生産水の化学成分濃度は比較的安定しなかった。浅部貯留層の生産水で見られたような循環初期の化学成分濃度の急激な変化は認められない。HDR-2a井の生産水では、積算流量が4300m³あたりから急激な変化が認められる。この変化は大きくは①減少とその後の上昇、②上昇とその後の減少、③それ以外に分類することが出来る。①のパターンに属する成分としては、Na、K、Ca、B、HCO₃、Clが、②としてはSO₄、CO₃が、③としてSiO₂があげられる。この急激な変化の開始時期は、注入流量を定常の2倍にあたる2m³/minに上げた時期と一致しており、変化の最後は注入の停止、すなわち噴気監視時と一致する。HDR-3井の生産水は噴気監視時には採取しなかったが、注入流量を倍増させた時点の変化が認められない。また、浅部循環時の生産水の濃度と比べて、多くの成分濃度が高くなっている(図I-3-25(a),(b))。

1996年の導通改善循環では、主にHDR-1井を注入井、HDR-3井を生産井とした循環試験が実施されたので、ここではHDR-3井の生産水の経時挙動について検討する。生産水の化学成分濃度は1995年度の循環と同様、循環初期の化学成分濃度の急激な変化は認められず、循環前半は比較的安定した値を示す。生産流量で約2500m³以降は、CaやSO₄などの濃度に変化が認められる(図I-3-26)。これは坑口バルブの開度の極端な変更やそれに続くHDR-2井の生産開始に起因するものと考えられる。

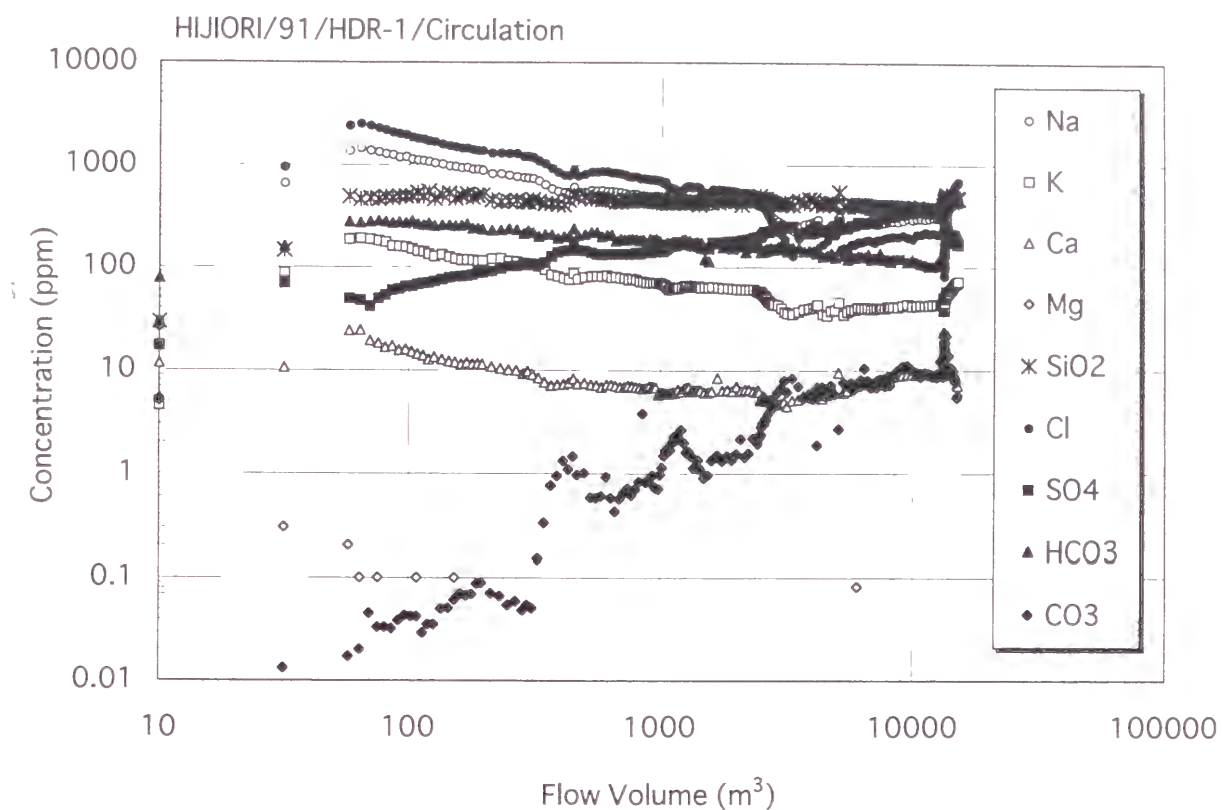
3-4 流体の挙動評価手法の適用

3-4-1 地層水(既存熱水)との混合

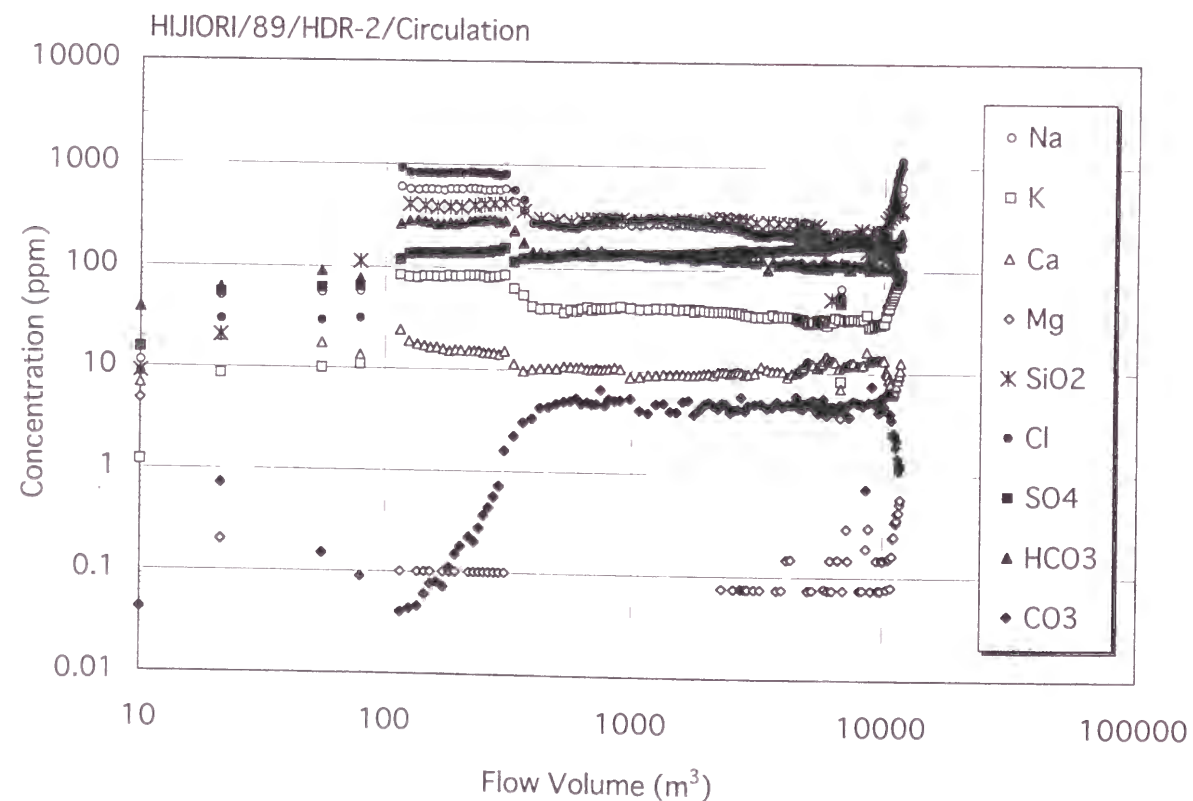
ここでは、2-1で示した様に酸素・水素同位体およびClを指標として、地下貯留層内での流体挙動のうち混合に関する検討を行う。



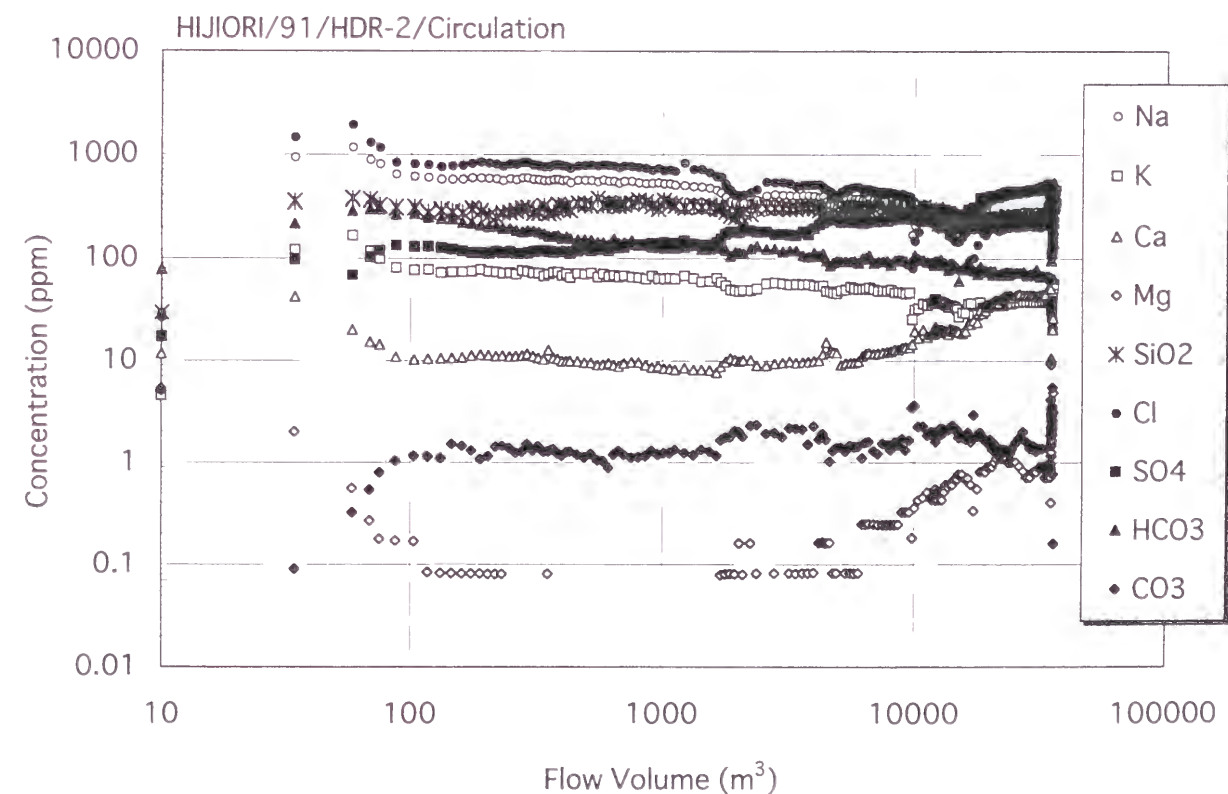
図I-3-23(a) 生産井の化学成分の推移：HDR-1
(肘折地点、1989年浅部循環実験)



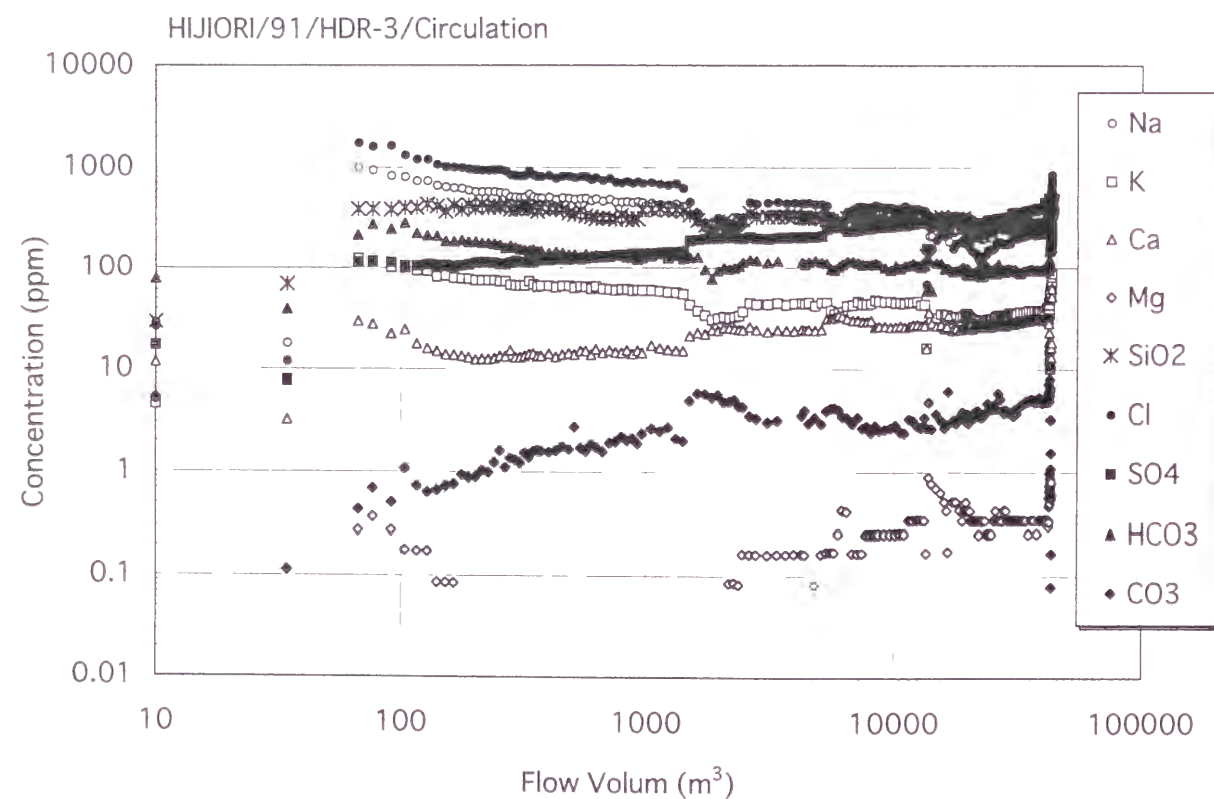
図I-3-24(a) 生産井の化学成分の推移：HDR-1
(肘折地点、1991年90日間浅部循環実験)



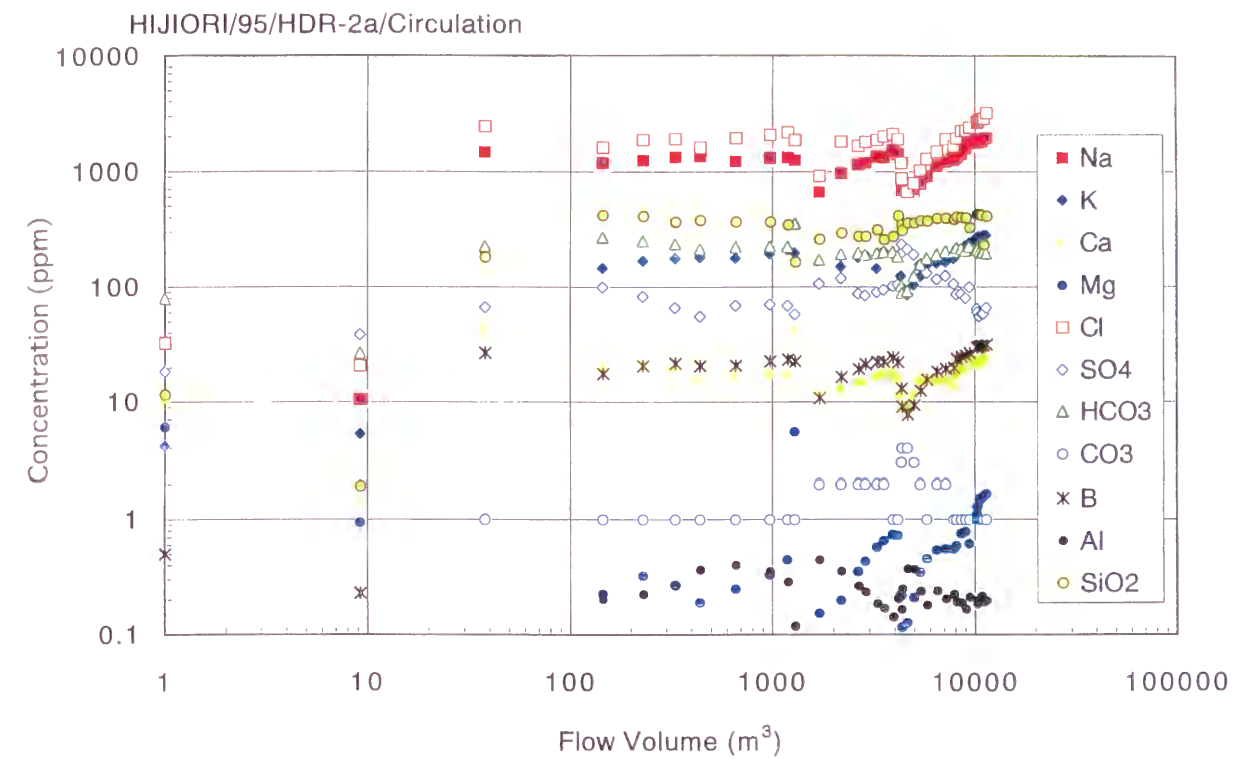
図I-3-23(b) 生産井の化学成分の推移：HDR-2
(肘折地点、1989年浅部循環実験)



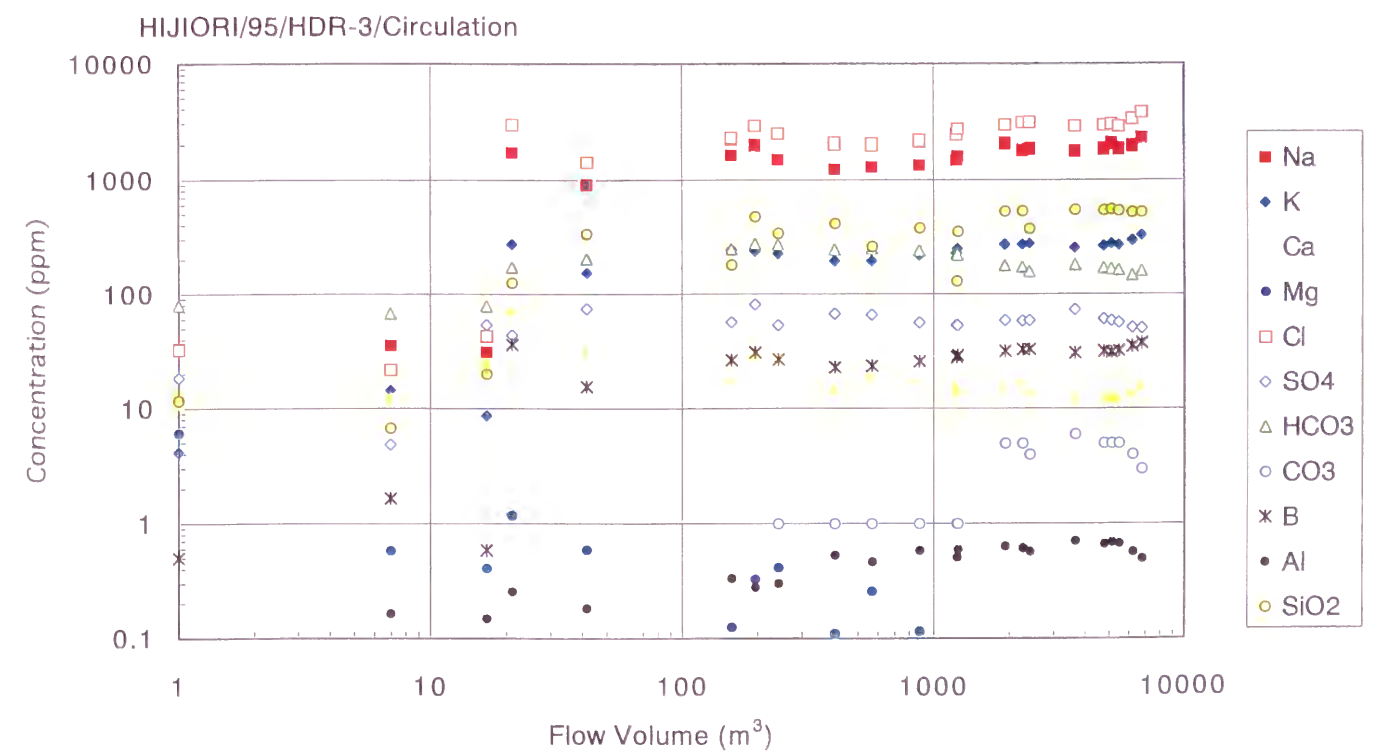
図I-3-24(b) 生産井の化学成分の推移：HDR-2
(肘折地点、1991年90日間浅部循環実験)



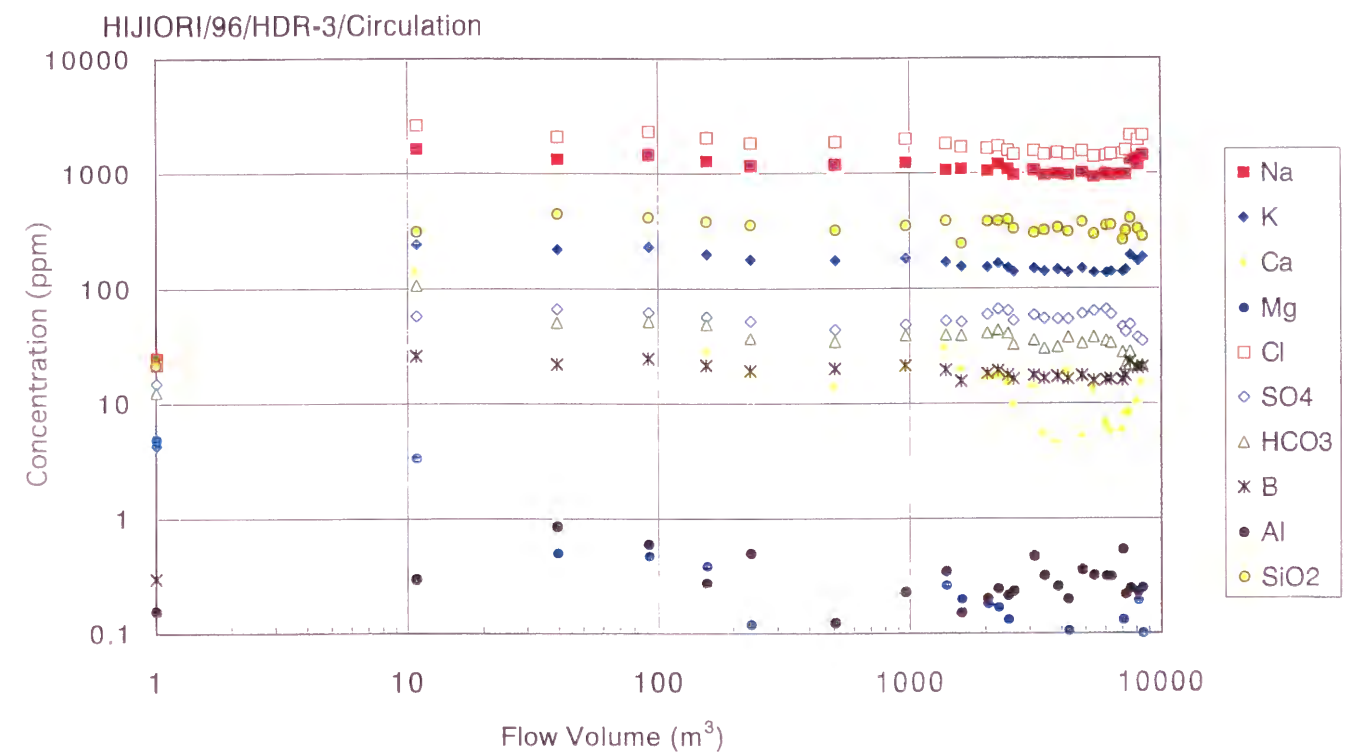
図I-3-24(c) 生産井の化学成分の推移：HDR-3
(肘折地点、1991年90日間浅部循環実験)



図I-3-25(a) 生産井の化学成分の推移：HDR-2a
(肘折地点、1995年深部予備循環実験)



図I-3-25(b) 生産井の化学成分の推移：HDR-3
(肘折地点、1995年深部予備循環実験)



図I-3-26 生産井の化学成分の推移：HDR-3
(肘折地点、1996年深部導通改善循環実験)

適用例として、1989年に肘折地点で実施された浅部貯留層の循環時のHDR-1、HDR-2両坑井からの生産水の酸素・水素同位体の分布を図I-3-27(a),(b)に示す。図中に示した2本のラインの間に日本の天水が分布するといわれており、注入水は、このラインの間に分布し、注入水が天水起源の河川水であることと一致している。生産水の分布はほぼ直線的な分布をしており、経時的にはおおよそ右から左に移動している。この直線は左端に位置する天水および右側に位置すると想定できる地層水（地熱水）をそれぞれ端成分とする混合線と説明することが出来る。すなわち、注入が始まる循環初期には、生産水はほとんどが地層水によって占められるが、循環が進むに従い徐々に注入水の混入する割合が高くなることが分かる。また、両坑井の生産水が表す直線の傾きがほぼ同じであることから、右側に位置すると想定される端成分である地層水は、酸素・水素同位体の観点からは両者共に同じであると言える。

さらに、酸素・水素同位体と同様な保存成分であるClについて検討する目的で、酸素同位体とClのクロスプロットを図I-3-28に示した。ここでは特に循環初期から中期にかけてのデータを示した。HDR-1、HDR-2井の生産水共にほぼ直線的な分布を示しており、前述の酸素・水素同位体の分布と同様注入水と地層水をそれぞれ端成分としたの混合線を示している。なお、両生産水の分布は、両者共に左下の注入水に向かって収斂するが、傾きが若干異なる。このことは、各々の貯留層周辺に分布する地層水の化学的な性質が若干異なることを示唆している。

以上で検討したように、循環中に生産される水は、循環初期には地層水、すなわち化学的に高濃度な水の影響を受け、その後徐々に注入水の影響が強くなっていくことが分かる。3-3-2 および3-3-3の項でも述べたように、雄勝、肘折両地点の循環の初期には生産水の化学成分濃度の挙動は、生産坑井内に残った坑内水を吐き出した後非常に高濃度の流体を生産し、その後徐々に減少し安定した値を示すようになる。この挙動は、ここで述べた化学的に高濃度な地層水と化学的に低濃度の注入水の混合に起因する。

ここではさらに、Clを指標にして、HDR-1および2坑井の生産水に対する地層水の割合を1-2-1で示したI.1.1式を用いて計算し、その経時変化を図I-3-29に示す。貯留層を取り巻く地層水を実際に採取するのは非常に困難であるため、循環中に採取された生産水の中でCl濃度の最高値を地層水と見做し計算した。この図に示すように、地下での地層水の混入する割合は循環初期から急激にその後徐々に低下し、循環終了時には10%以下、すなわち生産水に対する注入水の割合が90%以上となる。

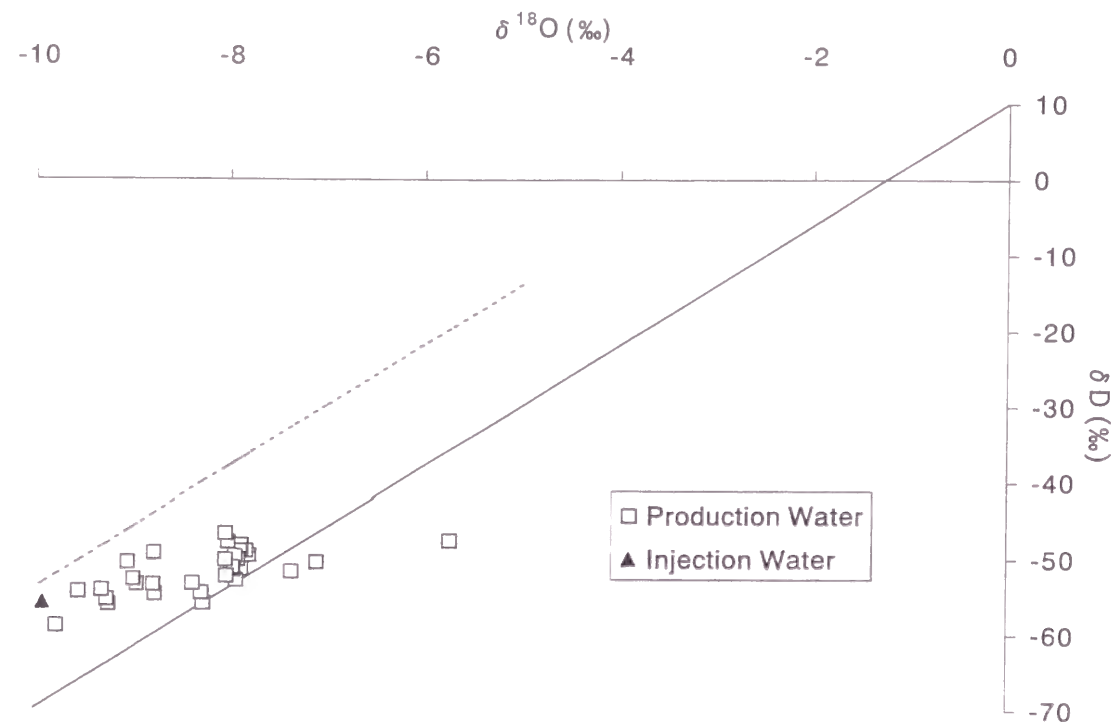
さらに、Clと似た挙動をする成分としてNa、K、Ca、B、SiO₂があげられる。地表において圧入された注入水は、地下においてこの様な成分を地層水から付加され、地表に生産水として湧出してくる。

3-4-2 水－岩石反応

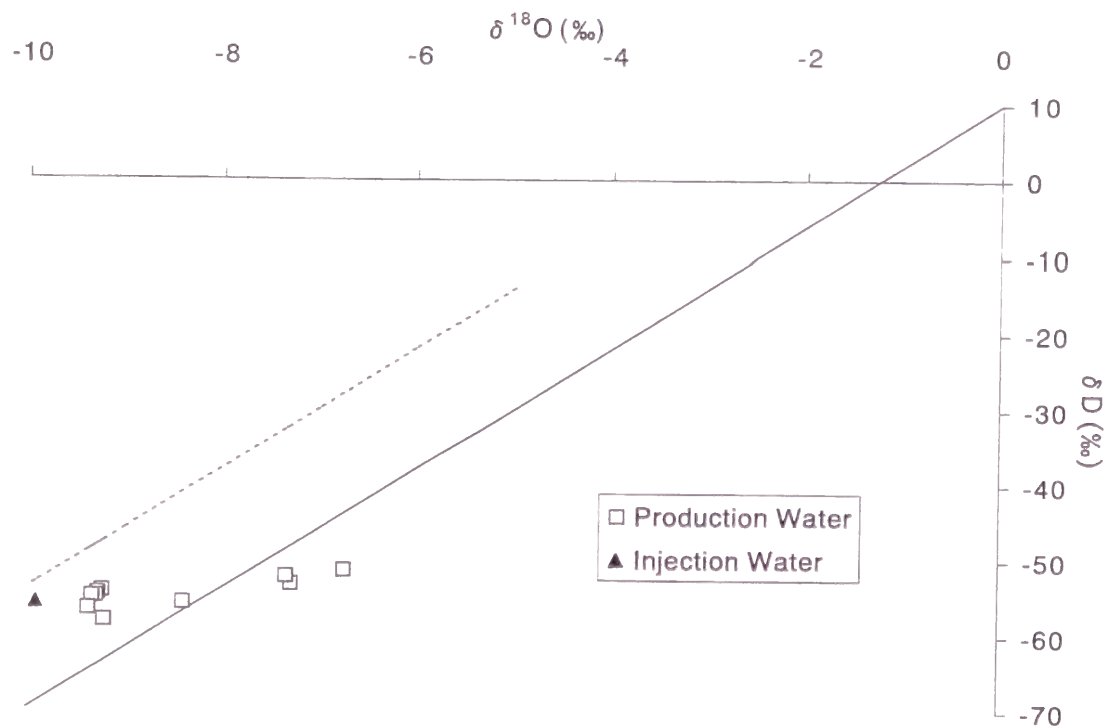
一方、地下貯留層内においては、貯留層内の温度、圧力条件に応じて、注入された水と貯留層の母岩が反応し、岩石から流体への溶解が起っていることが容易に想像できる。

水と岩石の反応による溶出の検討方法を1991および1992年の雄勝地点水圧破碎の戻り水に適用した。戻り水の各化学成分の経時的变化をより統一的に比較するために、各成

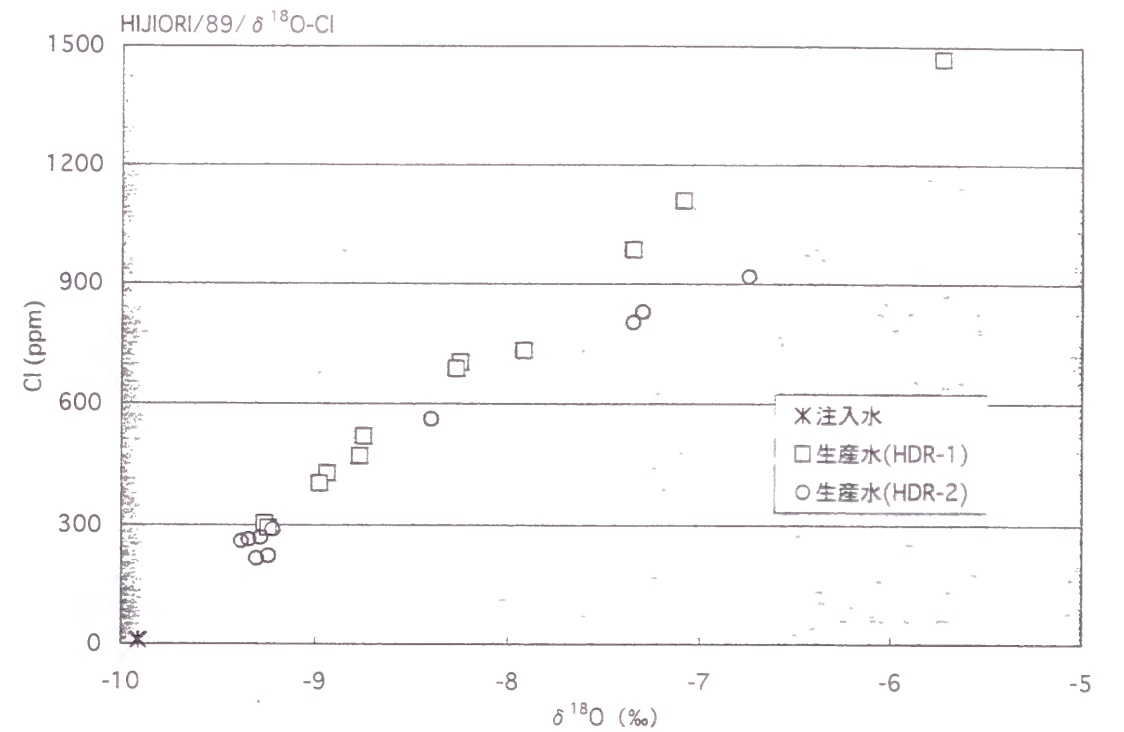
HIJIORI/89/HDR-1/ δD - $\delta^{18}O$ /Circulation



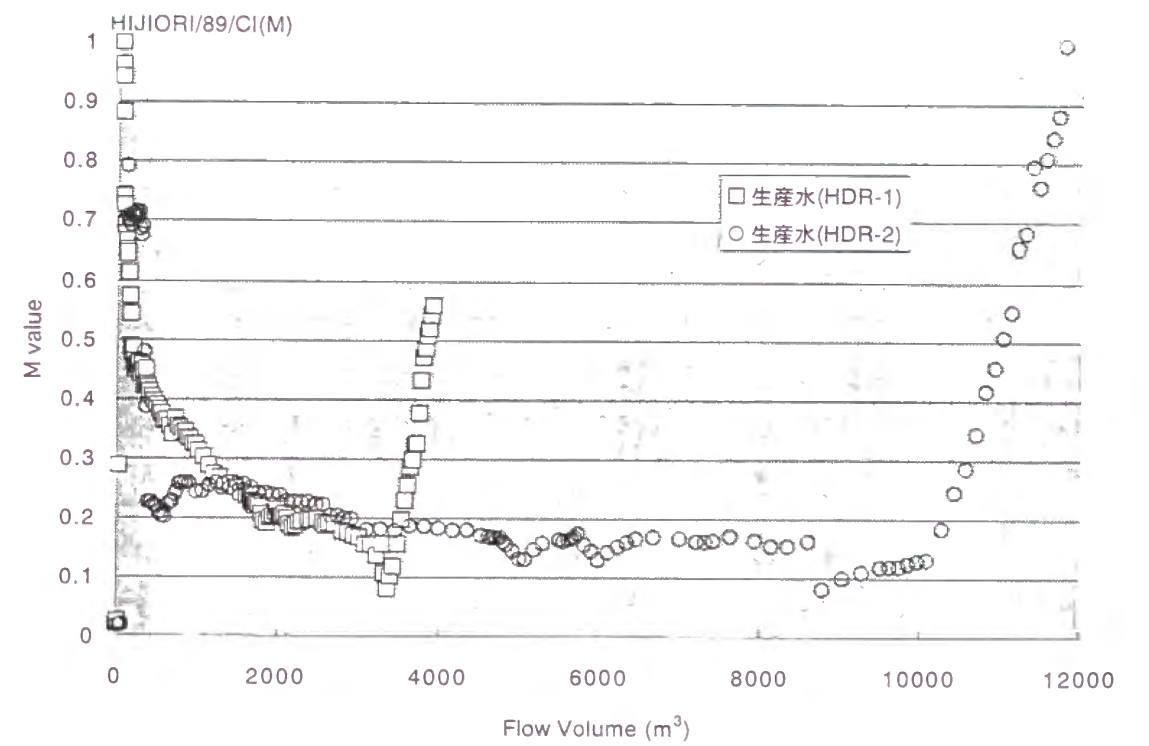
HIJIORI/89/HDR-2/ δD - $\delta^{18}O$ /Circulation



図I-3-27 生産水の酸素・水素同位体分布
(肘折地点、1989年循環実験)
(a) : HDR-1 (b) : HDR-2



図I-3-28 生産水の酸素同位体とClのクロスプロット
(肘折地点、1989年循環実験)



図I-3-29 生産水中の地層水の割合
(肘折地点、1989年循環実験)

分の経時的挙動を標準化濃度 (M) により表わした。

標準化濃度は以下の式によって求めた

$$M = (X - X_{in}) / (X_{fo} - X_{in}) \quad (I.3.4)$$

ここで X : 各試料(戻り水)の濃度

X_{in} : 注入水(河川水)の濃度

X_{fo} : 戻り水最終試料の濃度

すなわち M=0 の場合は注入水の濃度、M=1 の場合は戻り水最終のサンプルの濃度に等しいことになる。それぞれ標準化濃度の経時的な挙動を図I-3-30、図I-3-31に表した。

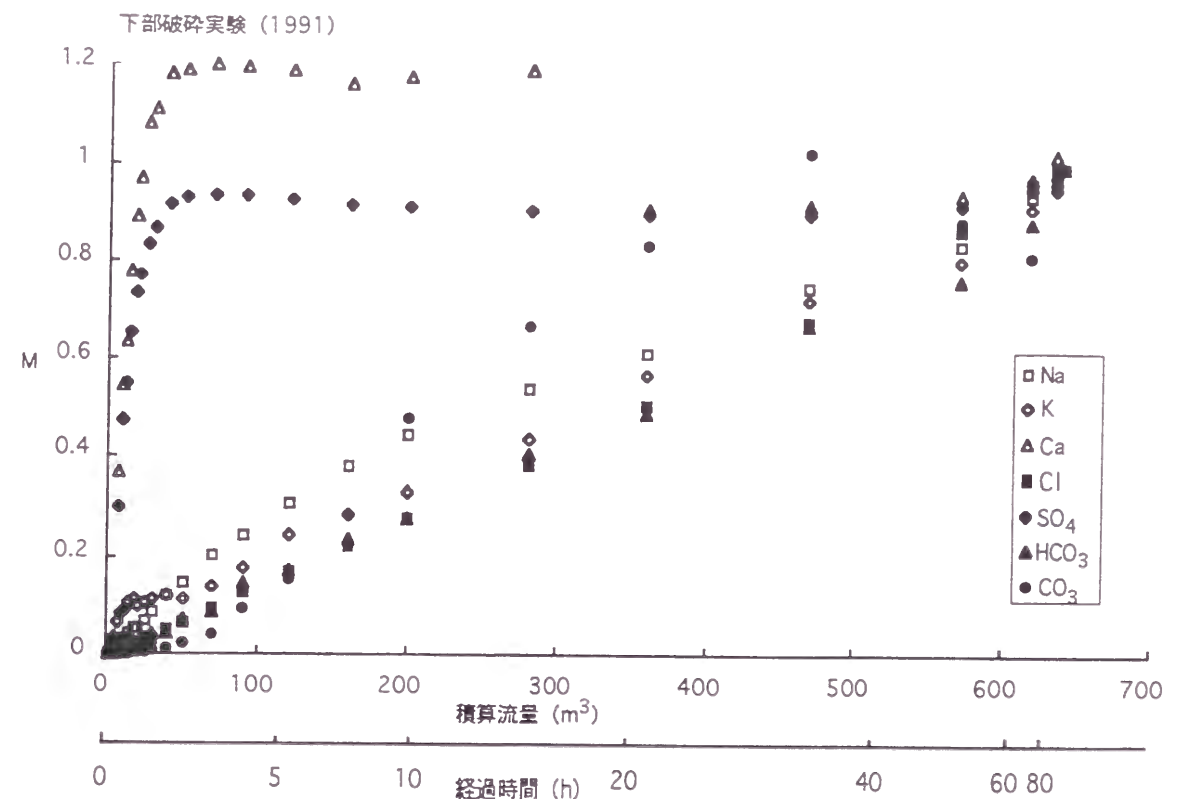
ここでは、まず混合の指標であるClに着目する。上部および下部貯留層造成時の水圧破碎の戻り水のClは標準化した濃度が0から1に徐々にほぼ直線的に増加している。

Cl濃度の低い河川水が破碎坑井から注入されると、注入水は貯留層内で分散し、Cl濃度の高い地層水と混ざり合うことにより、図I-3-32に示す様なCl濃度分布を示すのが一般的であり、戻り水のCl濃度分布はこの貯留層中のCl濃度分布を反映すると想定される。一方、注入時の貯留層では注入水の外部への逸散が多いことから、貯留層内の圧力分布は破碎坑井から離れるに従い、急激に減少していると想定できる。坑口圧力を開放した後、坑口に湧出する戻り水は、貯留層内での圧力が高い個所(図I-3-32の破線より左側)の流体が主であると想定できる。以上のことが、下部貯留層の戻り水のCl濃度が直線的な挙動を示している原因と考えられる。

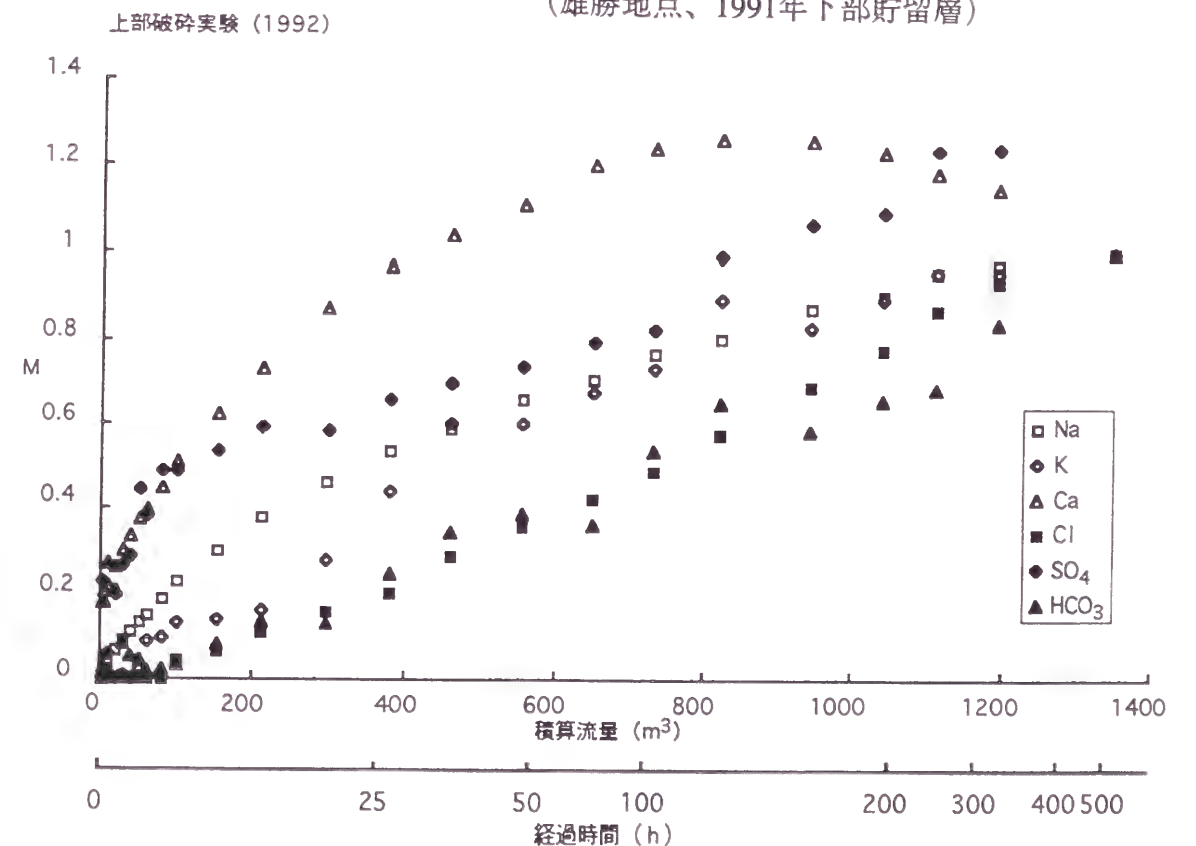
Clの挙動と比較して、下部水圧破碎の戻り水ではCaおよびSO₄の挙動が著しく異なり、戻り流量の初期、すなわち水圧破碎後坑口を開放した直後から急激にMが増加し、それ以降はほぼ安定した値を示している。この挙動は注入水と地層水の混合による寄与とは明らかに異なった現象である。この挙動を水-岩石反応による寄与とした場合、CaとSO₄は母岩である花崗閃緑岩の割れ目を充填している石膏(CaSO₄・2H₂O)や硬石膏(CaSO₄)が起源と判断できる。すなわち注入された水が母岩中の割れ目に沿って流れた際に注入された水と石膏や硬石膏と比較的短時間で反応し、これら鉱物からCaとSO₄が溶出してきたものと想定できる。上部水圧破碎の戻り水ではCaおよびSO₄の挙動が下部に比べて顕著でない。コア観察およびX線回折(近藤、1994)によれば、下部破碎区間の花崗閃緑岩中には硬石膏が顕著に挟在されるのに対し、上部ではその存在が顕著でなく、CaおよびSO₄の挙動はこの事実と整合する。

同様の手法を肘折地点の水圧破碎時の戻り水に適用すると、CaおよびSO₄は雄勝地点と同様な挙動を示すことが確認できる(図I-3-33)。いずれの水圧破碎時にも、地下貯留層の母岩中に発達する石膏や硬石膏との反応により、戻り初期にCaやSO₄が溶出することが判明した。

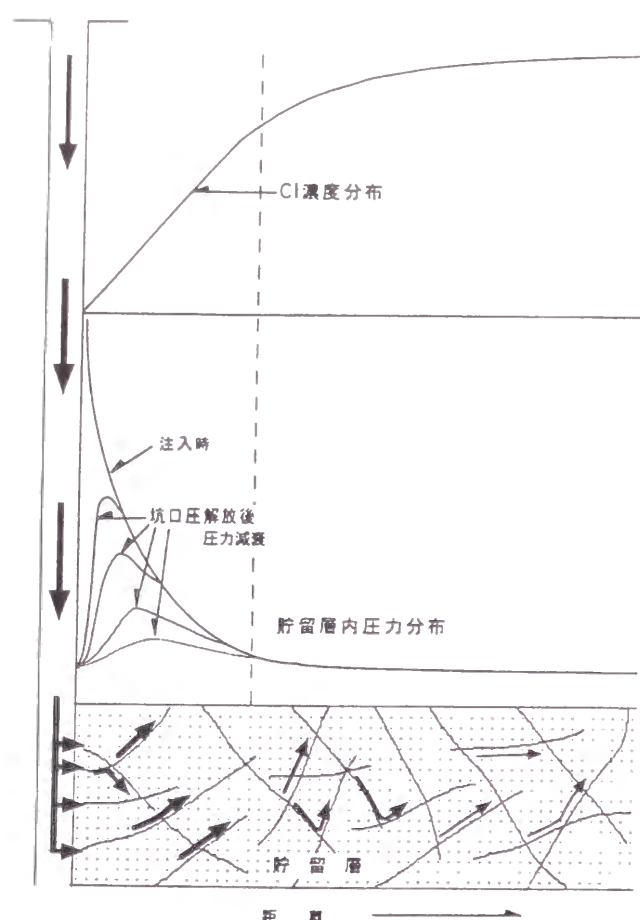
上述の水圧破碎での検討においては、アルカリ金属元素であるNaやK、さらにはSiO₂はClとはほぼ同様の挙動を示しており、濃度増加の大半は地層水との混合によると判断できる。雄勝、肘折両地点の循環においてもNaやKはClと同様の挙動を示すのに対し、



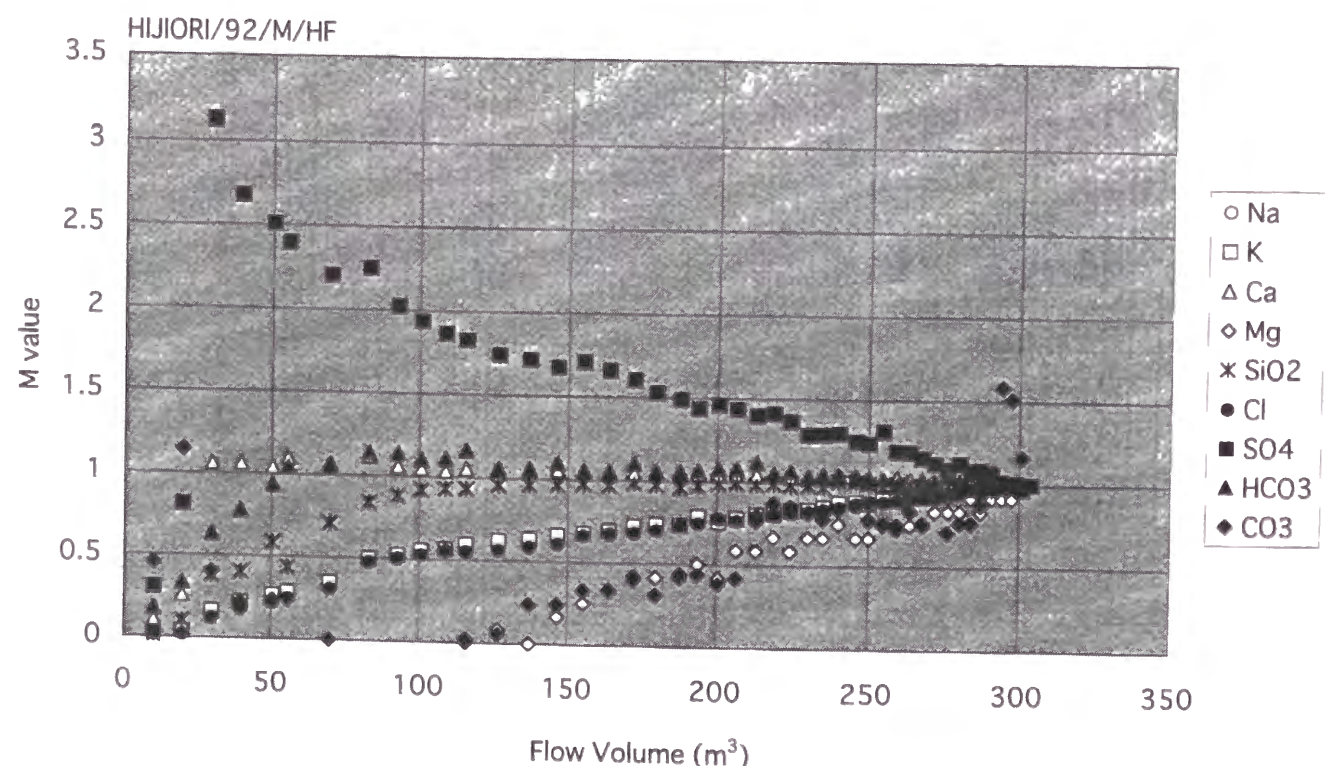
図I-3-30 戻り水の標準化濃度の推移
(雄勝地点、1991年下部貯留層)



図I-3-31 戻り水の標準化濃度の推移
(雄勝地点、1992年上部貯留層)



図I-3-32 貯留層内特性の概念図



図I-3-33 戻り水の標準化濃度の推移
(肘折地点、1992年深部貯留層)

SiO₂はNaやKとは異なる挙動を示す。ここでは1989年肘折で実施された循環の生産水について混合の指標となる非反応成分であるClと反応成分であるNaおよびKの関係（図I-3-34(a),(b)）について検討すると共に、SiO₂とClの関係およびSiO₂による地化学温度計（図I-3-35(a),(b)）について検討する。

Na-ClおよびK-Clの関係はHDR-1 およびHDR-2 井の生産水共にほぼ直線関係にある。これは基本的には両端成分を結ぶ混合ラインのように見える。しかしながら、一方の端成分である左下に位置する注入水を通らない。これは、NaやKが貯留層内で岩石と反応し、注入水側に各成分が溶出し、一様に濃度が上がったためと想定できる。さらに注入が停止した後の噴気監視時の生産水の分布は循環中とはそれぞれ異なり、このことから、注入を停止した時点で、貯留層内の圧力分布が変化し、それまでとは異なる地層水が貯留層内に流れ込んできたことが想定できる。

SiO₂-Clの関係はHDR-1 およびHDR-2 井の生産水共にNaやK-Clのように直線には近似できない。さらにシリカによる地化学温度計（図I-3-35(b)）が示す温度は、循環実験中ほぼ安定しており、この温度が坑井内で実施されたPTS検層が示す坑井内の流体の温度とほぼ同様である。このことは、循環実験中の生産水のSiO₂濃度は貯留層温度と平衡状態であると推定できる。

循環中の生産水のSiO₂濃度が温度に平衡であることは、2章で述べた手法のうちSiO₂が水-岩石反応による表面積評価のインデックスとなりえないことを意味しており、3-7における手法の適用に際してはSiO₂は除外した。

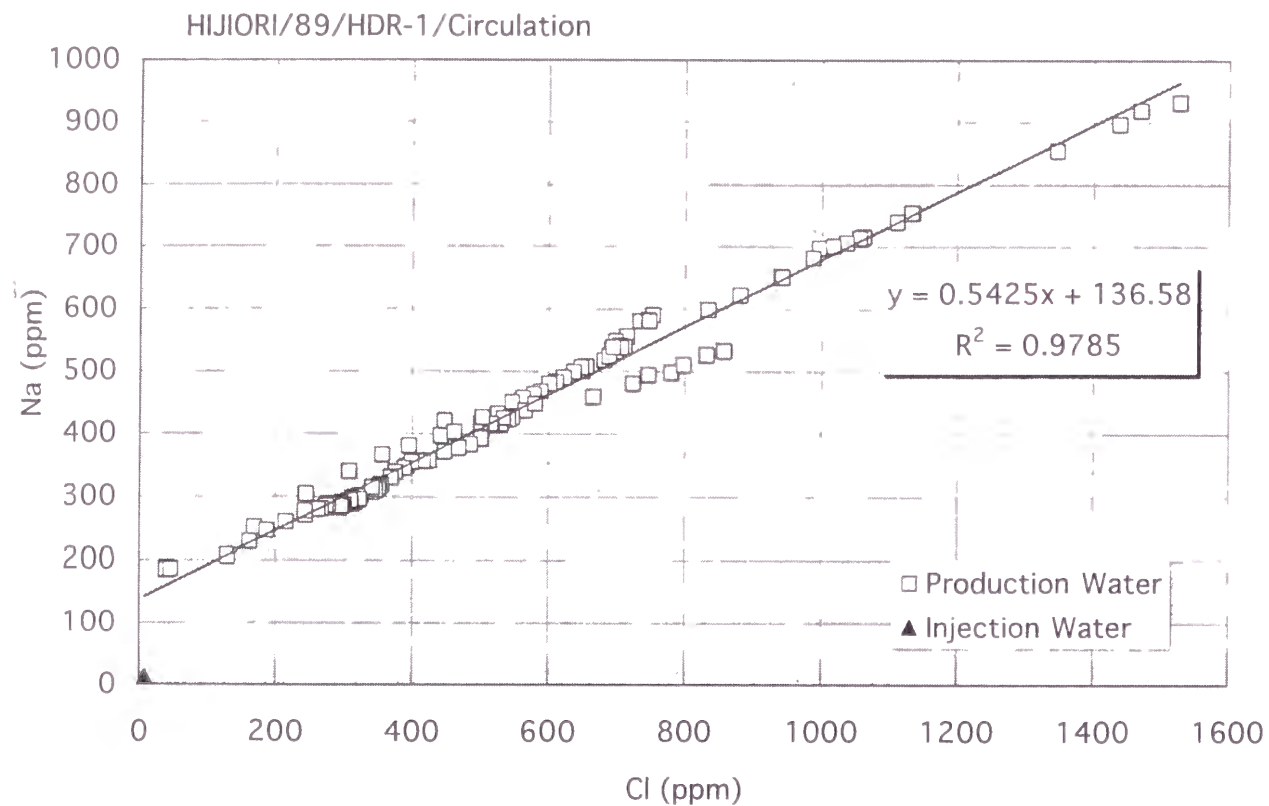
3-4-3 雄勝上下部貯留層の特性評価

1991年および1992年に雄勝地点では下部および上部の貯留層を造成するために水圧破碎がそれぞれ実施された。貯留層の地下での三次元的な拡がり进行评估するために、上部・下部貯留層造成のための水圧破碎実験時にAE（Acoustic Emission）によるモニタリングが実施されている（海江田他、1994）。この結果によれば、下部貯留層造成時の震源の伸展方向はNNE-SSWであり、破碎坑井から主としてNNE方向（N20° E）に延びている。傾斜については不明瞭ではあるが、概ね西側に高角に傾斜している。拡がり1000m（伸展方向）×500m（傾斜方向）×200m（厚さ）である。これに対し、上部貯留層造成時の震源の伸展方向はE-Wであり、破碎坑井からはほぼ東（N100° E）に延びており、南に傾斜している。拡がり800m（伸展方向）×400m（傾斜方向）×200m（厚さ）である（図I-3-36）。以上のように、上部・下部貯留層の拡がり著しく異なっている。

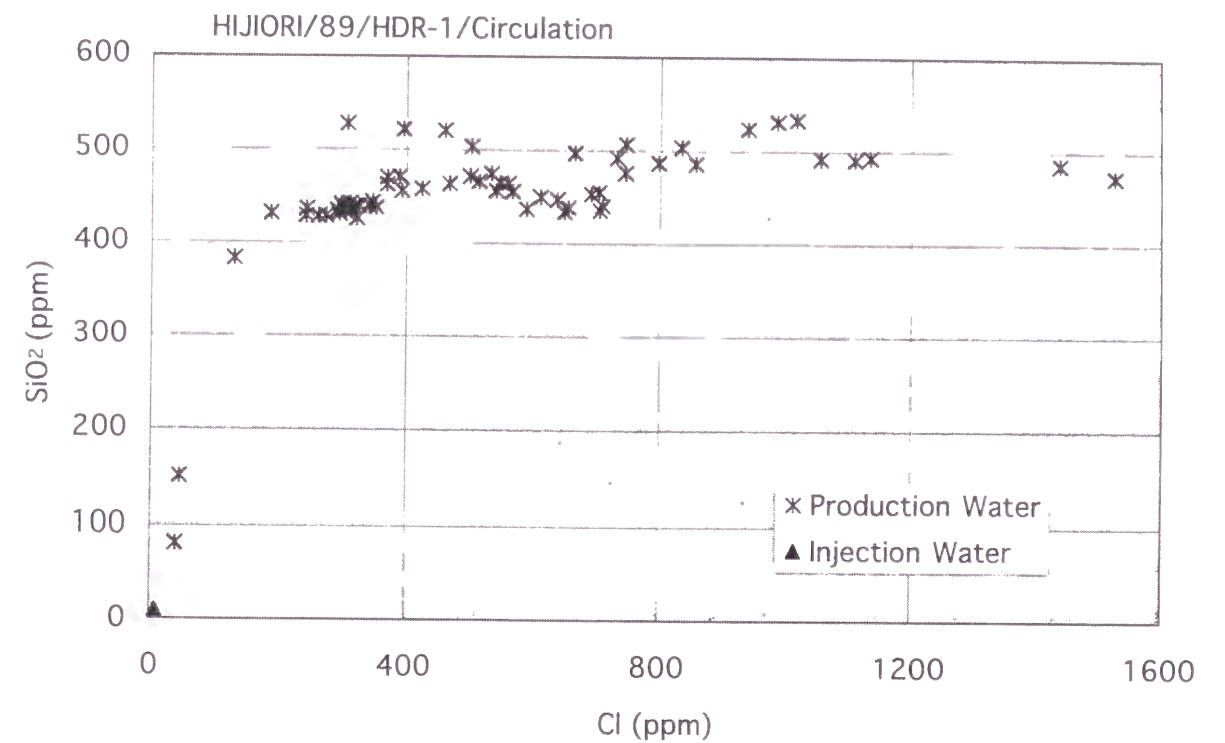
ここでは、今まで紹介した手法を用いてそれぞれの貯留層内での流体の挙動を評価すると共に、他の地質学的な手法の適用結果をあわせて、これらの貯留層の形成の違いについて考察を行った。

(1) 地化学的検討

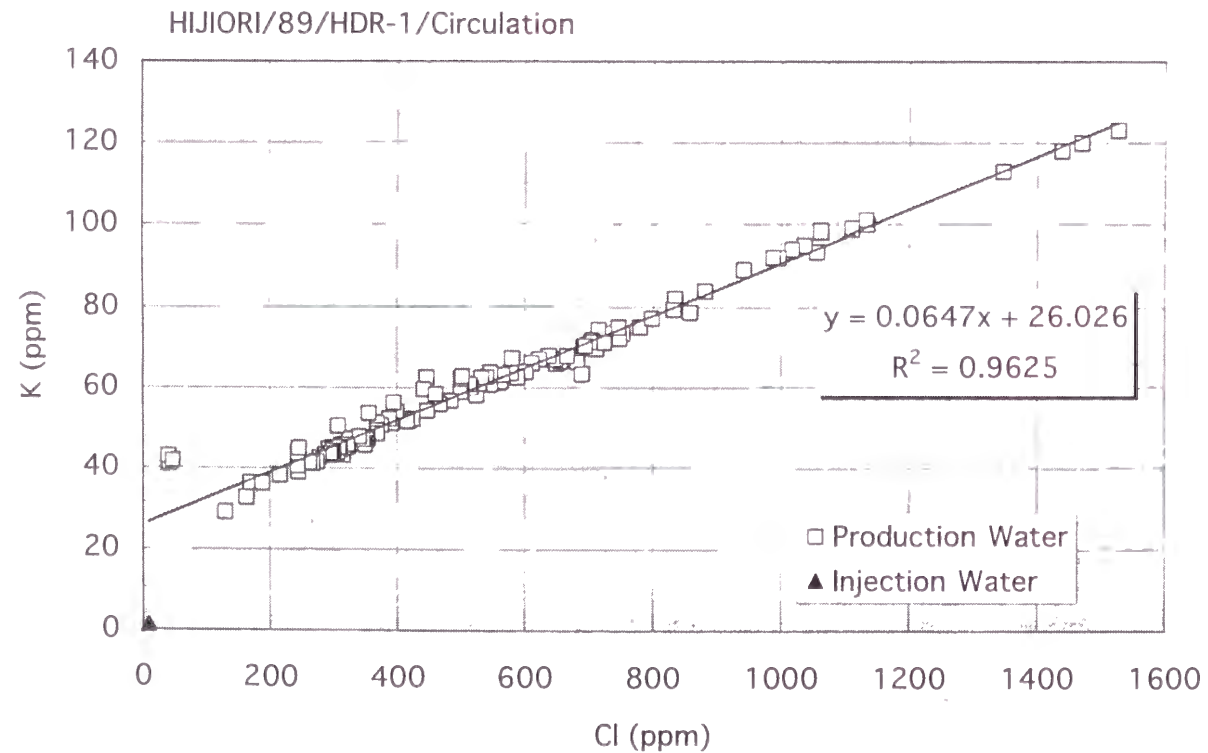
注入水の各化学成分の濃度および戻り水の各化学成分の濃度範囲を上・下部貯留層別に図I-3-37に表した。注入水の各化学成分濃度は浅・下部貯留層ではほとんど差がない。これに対して戻り水の溶存成分濃度のうち、Ca、Mg、Cl、SO₄については、上・下部貯



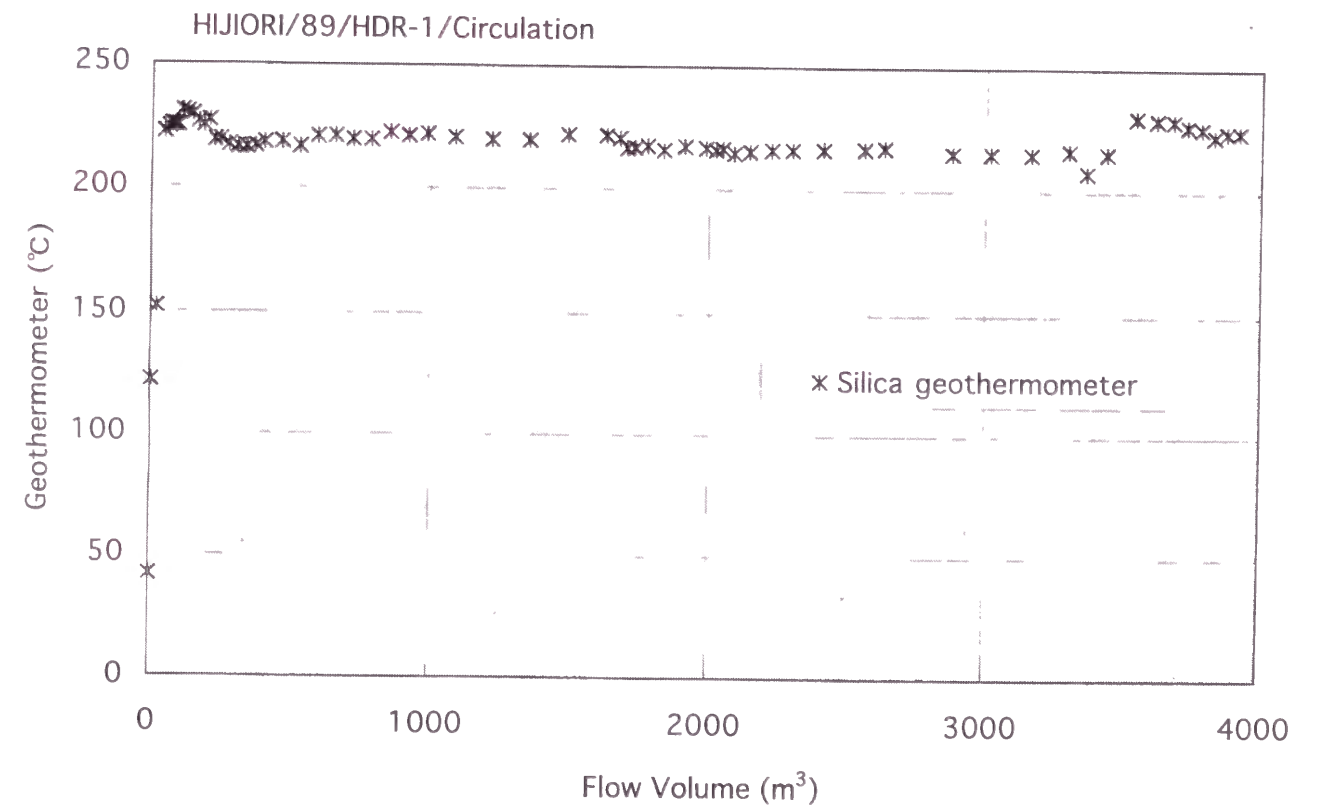
図I-3-34(a) HDR-1坑井生産水のNa-Clクロスプロット
(肘折地点、1989年循環実験)



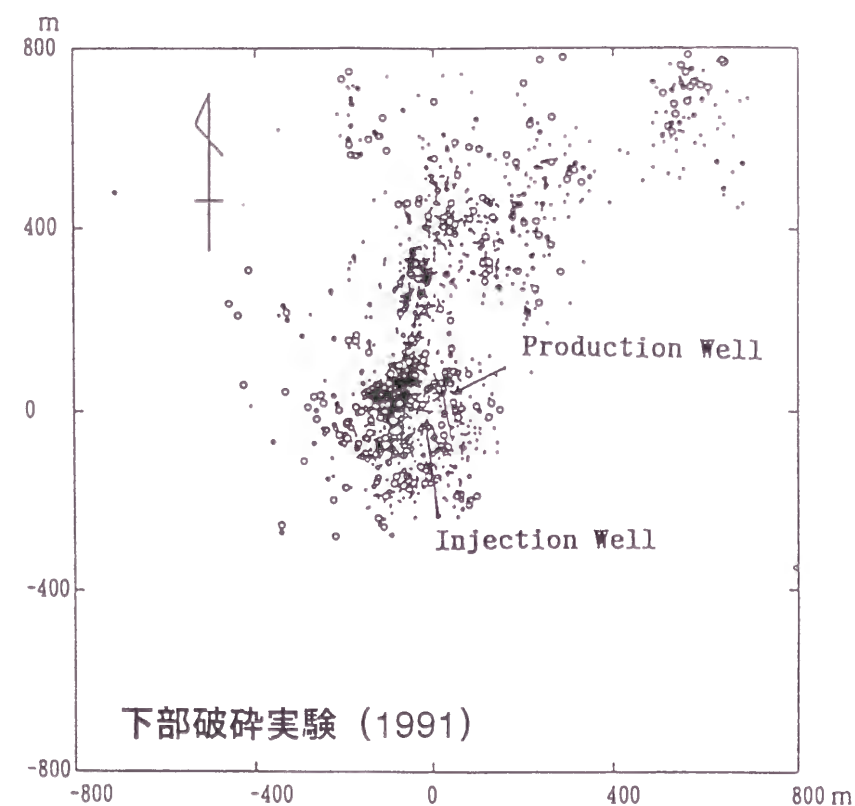
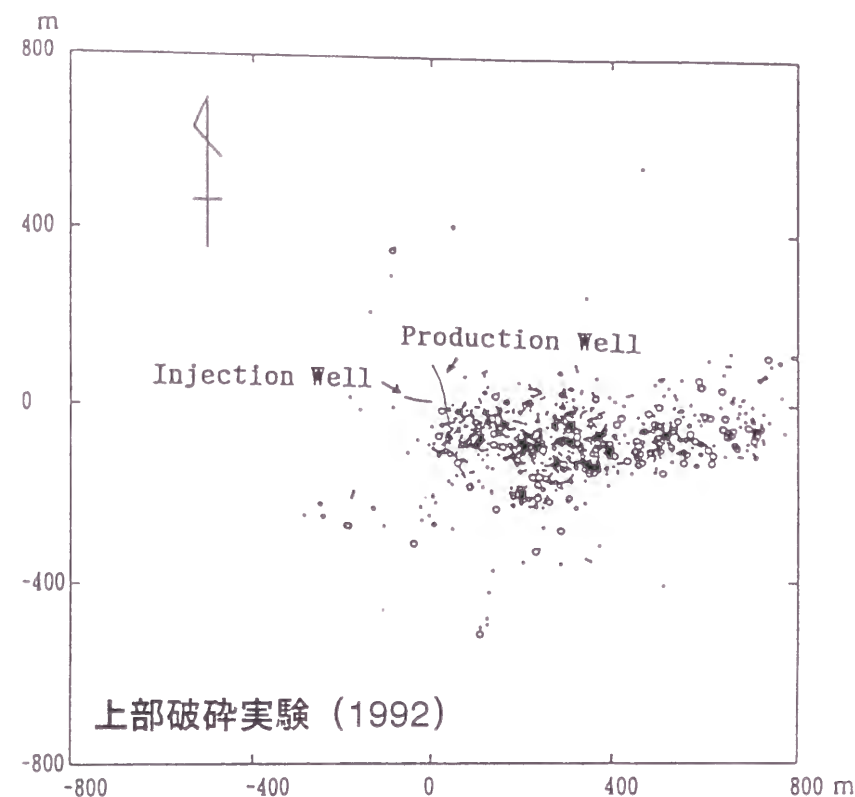
図I-3-35(a) HDR-1坑井生産水のSiO₂-Clクロスプロット
(肘折地点、1989年循環実験)



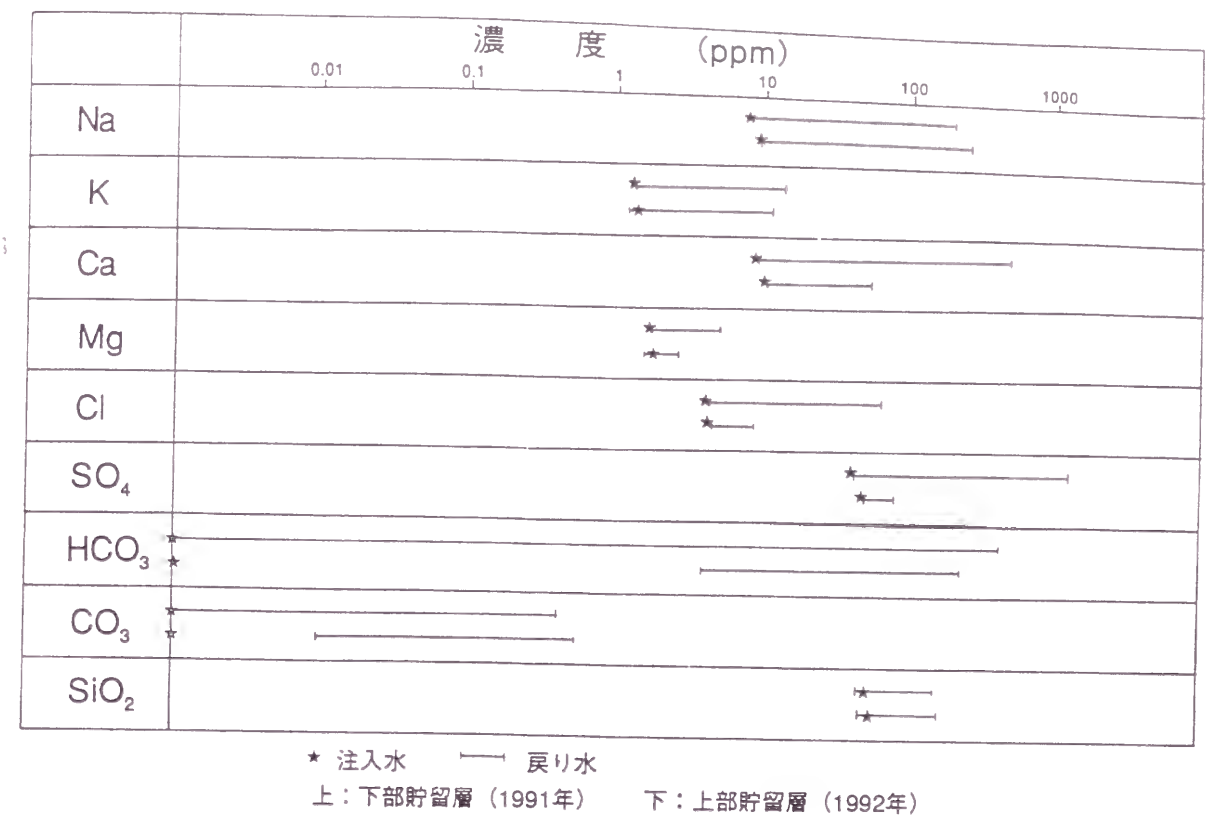
図I-3-34(b) HDR-1坑井生産水のK-Clクロスプロット
(肘折地点、1989年循環実験)



図I-3-35(b) HDR-1坑井生産水のシリカ地化学温度計
(肘折地点、1989年循環実験)



図I-36 雄勝地点水圧破砕時のAEの震源プロファイル
(海江田他、1994より)



図I-37 水圧破砕時の戻り水の化学成分の濃度範囲

留層間で明瞭な差が認められ、下部貯留層に比べ上部貯留層の戻り水の溶存成分濃度は明らかに低い値を示す。このことから、水圧破砕時の流体の地下での挙動が上・下部貯留層では各々違っていると想定できる

3-4-1 で述べた様に、下部および上部の戻り水の挙動のうち、CaとSO₄に差異があり、とくに下部貯留層の戻り水が顕著に反応していることが判明した。この原因としては、①地下に圧入された水が下部貯留層内においては石膏や硬石膏が存在する割れ目を選択的に通過した、②下部貯留層の岩盤温度（約240℃）が上部のそれ（約160℃）に比べて高いため水と岩石の反応がより促進された、の2つの可能性がある。以下では特に②の可能性について、溶解度の温度依存性の見地から検討する。

硬石膏の溶解度の温度依存性を調べるために、異なる温度 t_1 と t_2 における (I.3.5) の反応における平衡定数 K_p (I.3.6) を計算した。



$$K_p = (a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{SO}_4^{2-}}) / a_{\text{CaSO}_4} \quad (\text{I.3.6})$$

K_p は以下の式における反応の Gibbs 自由エネルギー (ΔG_r) と関連する。

$$\ln K_p = -\Delta G_r / RT \quad (\text{I.3.7})$$

ここで R はガス定数、 T は絶対温度である。 ΔG_r は次式によって求められる。

$$\Delta G_r^{t_2} = \Delta G_r^{t_1} + \Delta C_{p_r} \int_{t_1}^{t_2} \Delta T - \Delta S_r^{t_1} - T_2 \Delta C_p \int_{t_1}^{t_2} \ln(T_2/T_1) \quad (\text{I.3.8})$$

ここで $\Delta C_{p_r} \int_{t_1}^{t_2}$ は反応の平均的なヒートキャパシティー、 $\Delta S_r^{t_1}$ は反応のエントロピー、 T_1 と T_2 は絶対温度である ($T_2 > T_1$)。

平均的なイオンのヒートキャパシティーのデータは Criss and Cobble (1964)、その他の熱力学データは Robie et al. (1978)、Knacke et al. (1991) から引用した。

25、100、200℃における (I.3.5) の反応の平衡定数 K_p はそれぞれ $10^{-3.86}$ 、 $10^{-4.68}$ 、 $10^{-6.46}$ と求められる。これらの値は CaSO_4 がユニティー (値は 1) であることから (I.3.6) の平衡の式において溶解度を得るための置き換えが可能である。硬石膏の溶解度は溶液中の Ca^{2+} の活動度 (SO_4^{2-} の活動度と同じ) として表現することができる。このことから溶解度は平衡定数 K_p の平方根として計算でき、25、100、200℃でそれぞれ 11.7、3.7、0.59 mM/l の値が求まる。この様に硬石膏の溶解度は温度の上昇にともない減少する。

後年実施した破碎坑井への河川水注入時の PTS 検層の結果、坑井内はほぼ河川水の温度すなわち、20～25℃に冷却されている。戻り水中の Ca および SO_4 濃度は積算流量が 40m^3 の時点でほぼピークに達し、その濃度はおよそ Ca が 460 ppm、 SO_4 が 1125 ppm であり、硬石膏の 25℃における平衡の溶解度にはほぼ等しい。

以上から、 Ca と SO_4 の付加をもたらした硬石膏と注入水の反応は坑井周辺の割れ目において、注入水が冷却されている時点で短時間のうちに起こったと想定できる。さらに、上部貯留層では温度が下部に比べて低いにも係らず、 Ca および SO_4 濃度が低いのは、注入水が通過した割れ目中に硬石膏がほとんど挟在しなかったため、すなわち上・下部の Ca および SO_4 濃度の挙動の違いは貯留層温度の違いに起因するのではなく、既存割れ目中の硬石膏の分布量の違いに起因すると推定できる。

図 I-3-38 に上部・下部の戻り水の Cl 濃度の挙動を示す。 Cl は前述したように可溶性成分であり、 Cl の増加は地下に賦存される Cl 濃度の高い地層水の付加に起因する可能性が高い。図 I-3-38 から明らかな様に、下部の戻り水の Cl 濃度は上部のそれに比べ約 10 倍の値を示している。この原因として、①下部貯留層の戻り水は上部貯留層のそれに比べ地層水からの付加が約 10 倍多い、②下部貯留層周辺の地層水の Cl 濃度が上部貯留層のそれに比べて約 10 倍高い、の 2 つの可能性が考えられる。このうち②については、上部貯留層の深度が約 700 m、下部貯留層の深度が約 1000 m であり、深度差が 300 m であることを考慮すると、両者の地層水の Cl 濃度が約 1 オーダー違うとは考え難い。仮に地層水の Cl 濃度が上部も下部も含めて一様であるとするれば、下部貯留層の戻り水が上部のそれに比べて 1 オーダー高いのは、下部貯留層では上部に比べてより多くの地層水が混入した結果であると言える。

本地点周辺に地下深部まで掘削された坑井の揚水試験時の Cl 濃度、すなわち、地下深部の熱水の Cl 濃度は、湯沢雄勝地点の N57-YO-3 坑で 2340 ppm (NEDO, 1985)、山葵沢地点 (NEDO, 1996) の N5-WZ-1 坑で 1620 ppm、N5-WZ-2 坑で 2010 ppm であり、2000 ppm 前後の値を示している。仮に破碎坑井周辺の地層水の Cl 濃度が上・下部区間で同一

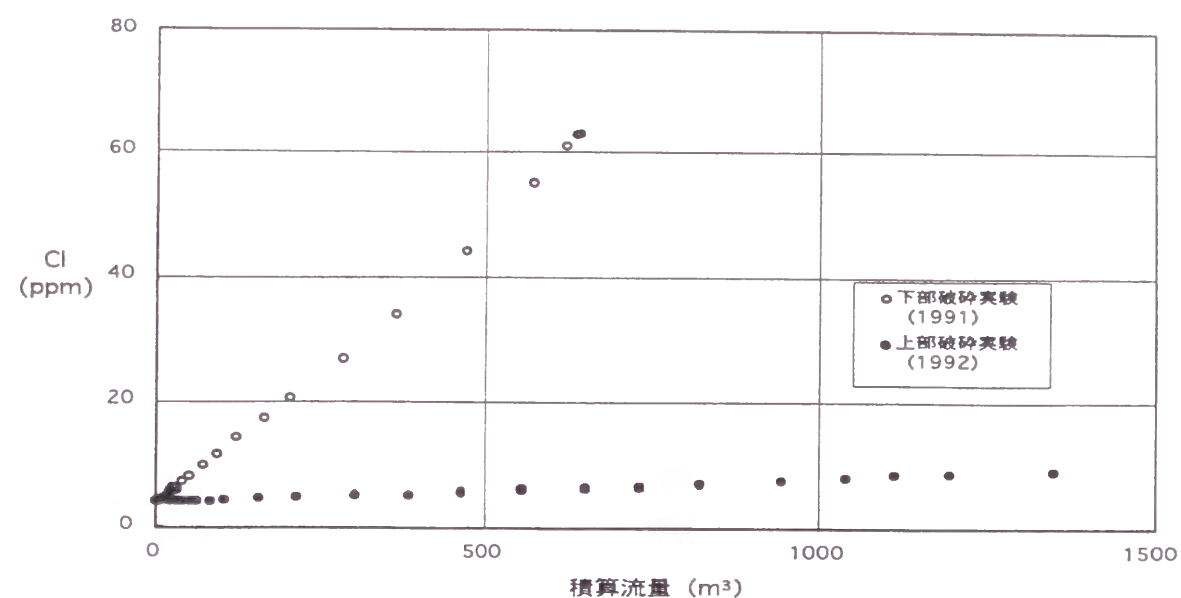


図 I-3-38 戻り水の Cl 濃度の推移
(雄勝地点)

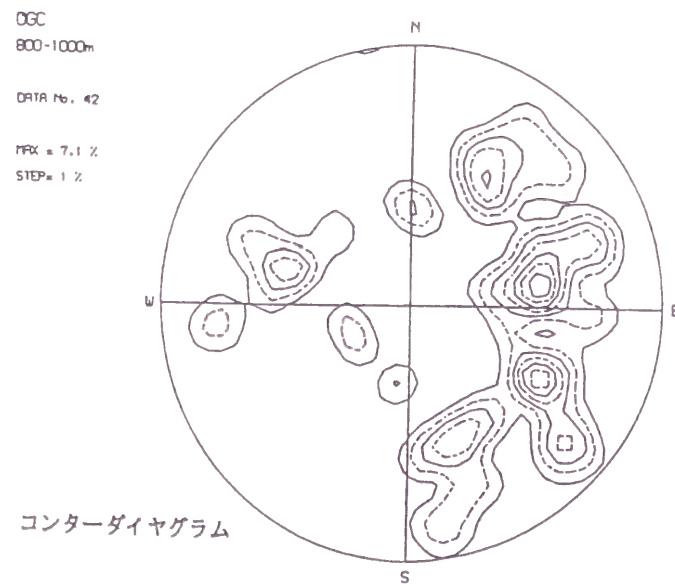
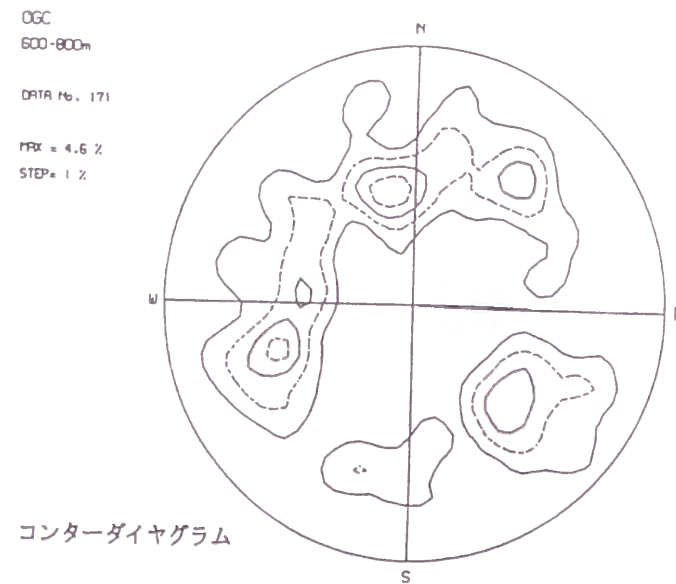
の 2000 ppm とすれば、上・下部の各実験時の終盤の戻り水の地層水からの寄与率はそれぞれ 3.0%、0.2% となり、下部貯留層は上部に比べて約 15 倍地層水の寄与があった、換言すれば下部貯留層の基盤の割れ目には上部に比べて多くの地層水が賦存していたと推定される。

(2) 地質学的検討

笹田 (1988) によれば、本地域は NNE-SSW の方向性を有する「鬼首—湯沢マイロナイト帯」の西縁に位置している。本実験の母岩である花崗閃緑岩は全体的に圧碎作用を受けていることから、このマイロナイト帯に相当する可能性が高い。

破碎坑井の BHTV (ボアホールテレビュア) 計測およびコア調査結果 (近藤, 1994) によれば上部・下部貯留層造成区間の割れ目の特徴は以下の通りである。

- ① 上部加圧区間では、概ね E-W 走向で中角度南傾斜の割れ目、NE-SW 走向で中角度北西傾斜の割れ目、N-S 走向で中角度東傾斜の割れ目の 3 方向のピークが認められる (図 I-3-39)。一方、下部加圧区間では、概ね N-S 走向で中角度西傾斜の割れ目が卓越する。
- ② 割れ目に沿って硬石膏、石膏、緑泥石等の充填物が挟在する。このうち硬石膏を挟む割れ目の比率は下部区間が約 70%、上部区間が約 35% となっている。
- ③ 上部加圧区間に存在する割れ目のうち、E-W 走向の割れ目は他の方向性を有する割れ目に比べて、充填鉱物の幅が広い。
- ④ 上部貯留層の伸展方向と E-W 走向の割れ目の方向性、下部貯留層の伸展方向と N-S 走向の割れ目の方向性が一致している。



図I-3-39 破碎坑井での割れ目の方向性
(近藤、1994より引用)

(3) 流量データによる検討

水圧破碎実験終了に伴う坑口開放から戻り水の湧出が停止するまでの期間、積算流量、さらに前述した回収率は、下部貯留層では約3日、 640m^3 、6.3%であり、上部貯留層では20日後においてもまだ湧出しておりこの時点で 1349m^3 、25%である(図I-3-6)。このように、下部貯留層に比べ上部貯留層がいずれも大きな値を示す。

以上の事実から、各貯留層の特徴を以下の様に想定できる。

- ①上部貯留層は下部貯留層に比べより弾性的な挙動を示す。
- ②下部貯留層は上部貯留層に比べより多くの水を外部に逸散させている。

(4) 割れ目伸展に関する地化学的考察

近藤(1994)は雄勝地点の水圧破碎による各区間の亀裂の伸展には既存の割れ目が大きく影響していると指摘している。すなわち、下部区間ではN-S系の割れ目が卓越し、これらは水圧破碎による水圧破碎による伸展方向と整合した方向となっている。これに対し、上部区間の割れ目はE-W系、NE-SW系およびN-S系と3方向に分散するが、E-W系の割れ目の充填物の幅が大きく、この方向が水圧破碎による亀裂の伸展方向とほぼ一致すると結論付けている。

今回の地化学調査結果およびそれに伴い計測された流量計測の結果からは、上・下部貯留層は以下の様に特徴付けられる(表I-3-2)。

下部貯留層は①戻り水の回収率が少なく、地下への逸散が大きく、②Cl濃度が高いことから地層水を滞留させる割れ目が多く、③割れ目中に石膏や硬石膏が多く充填している。一方、上部貯留層は①戻り水の回収率が25%以上で、地下への逸散が下部貯留層に比べ小さく、さらに戻り水の流出期間が20日以上と下部に比べ5倍以上長く、②Cl濃度が下部に比べ1オーダー小さく、地層水の原因となる空隙を有する割れ目が少なく、③割れ目には下部に比べて石膏、硬石膏の充填が少ない。

この特徴を踏まえて、上部・下部貯留層造成時の亀裂伸展に関しては、コア割れ目の

表I-3-2 上部・下部貯留層の特徴比較

比較項目	上部貯留層	下部貯留層	比較・検討
AE計測による亀裂の伸展方向	N110° E/ 南傾斜	N20° E/ 西高角傾斜	両者は著しく異なる方向性を有する
コアの割れ目の方向性	東-西系、北東-南西系および南-北系	南-北系	上部区間では割れ目の方向は分散してる
割れ目の充填物	石膏、硬石膏、緑泥石、方解石	石膏、硬石膏、緑泥石、方解石	上・下部区間とも同じ充填鉱物が認められるが、下部区間に硬石膏が多く認められる
戻り水の湧出量および回収率	1349m^3 、25%以上	640m^3 、6.3%	上部が下部に比べて大きな値を示し、下部での逸散が大きいことを示唆している
戻り水の湧出期間	20日以上	約3日間	上部が下部に比べ非常に長く、上部貯留層が弾性的な挙動を示している
戻り水の最大Cl濃度	8.8ppm	63.2ppm	下部貯留層の値が上部のそれに比べ1オーダー高く、下部の戻り水が層間水の影響をより受けていることを示している。
戻り水湧出初期のCa、 SO_4 の挙動	両者共に他の成分とはほぼ同様の挙動を示す	両者が共に他の成分に比べ急激に増加している	下部貯留層では石膏や硬石膏との反応が上部に比べ顕著である

方向性を基本にして以下の様な可能性が想定できる。

①上部・下部貯留層の伸展方向はそれぞれの加圧区間付近に存在する割れ目の卓越方向、すなわち上部区間ではE-W走向、下部区間ではN-S走向の割れ目の方向性に一致することから、各々の貯留層は既存の割れ目に沿って造成された可能性が高い。さらに、Ca、SO₄の挙動は、下部区間に存在する割れ目の多くに硬石膏が挟在されるという事実と整合する。

②戻り水のClの挙動からは、下部貯留層造成の原因となる既存割れ目は上部貯留層のそれに比べて多くの地層水を含有していると想定される。コアおよびボアホールテレビアール調査結果からは、割れ目の間隙量は非常に小さく、かつ上・下部区間で間隙幅分布にはほとんど差異が認められない。このことから、下部貯留層はボーリング区間では確認されていない、N-SもしくはNNE-SSW系の破碎帯に繋がっている可能性が高い。

このことは、戻り水の流量計測結果、すなわち上部貯留層は下部貯留層に比べて注入水の逸散が少なく、かつ弾性的な挙動を示すことと整合する。

3-5 トレーサを用いた貯留層体積評価手法の適用

3-5-1 トレーサテストの実施概要

(1) トレーサ物質の選択

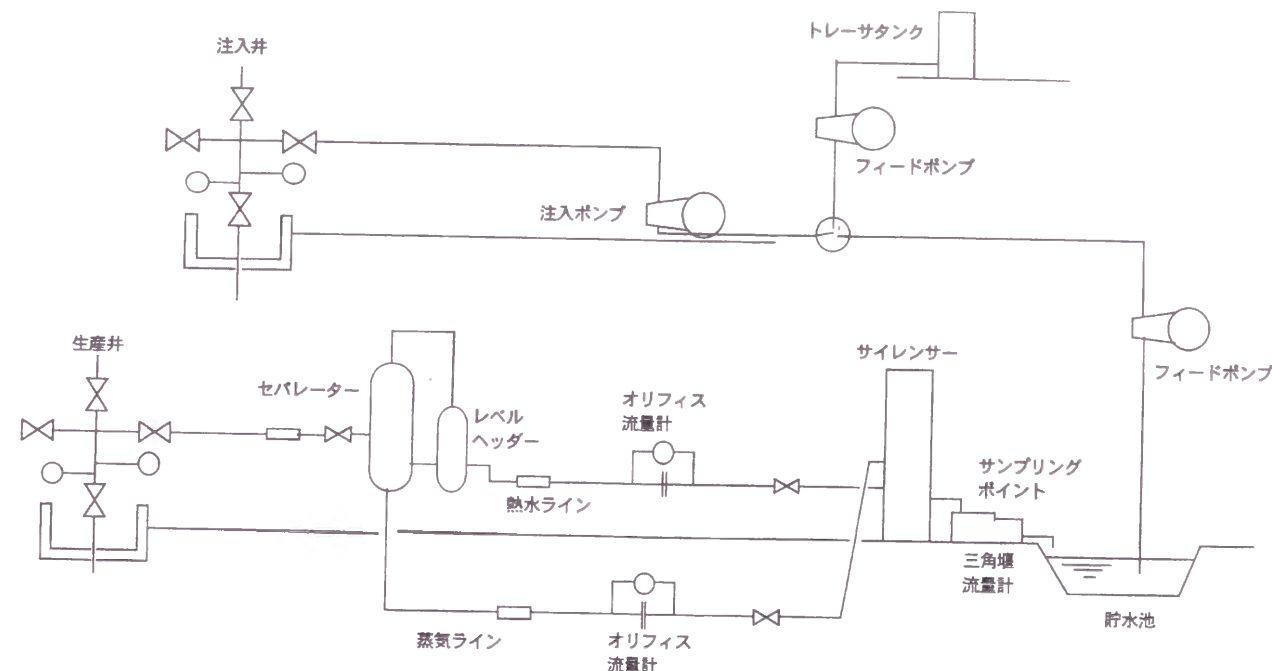
Davis et al.(1980)は地下水調査におけるトレーサ物質の選択に関するレビューのなかで、イオンとして臭素や塩素、有機染料としてローダミンWT、種々のフロン、³H、⁸²Br、¹⁹⁸Auなどの放射性核種がトレーサとして有効であると述べている。また、Vetter and Zinnow(1981)は、高温岩体の実験に用いるためのトレーサ物質の選択に関して、従来地熱地点で用いられているトレーサ物質を用い室内試験を実施し、ヨウ素やトリチウムが岩石への吸着が少なく、優れていると結論づけている。

雄勝地点における循環実験時のトレーサテストに用いるトレーサ物質は、①可溶性物質で、流体の流動に追随する、②岩石や鉱物に吸着しない、③熱に反応しない、④取扱が容易である、⑤環境に対して安全である、⑥安価である、⑦低濃度でも分析が容易であることなどを考慮して、ナトリウムフルオレセイン（以降NaFlと呼ぶ）およびヨウ化カリウム（KI）を選択した。

このうちNaFlは比較的低濃度（数ppb）でも紫外線により蛍光を発し、視覚による簡便なモニタリングが可能であり、サンプリング間隔等を決定する際に有力な情報を与える。反面、本試薬は熱や光に対して敏感である。すなわち、光への暴露により分子量の低減が認められ、分解することがテストにより確認されている。さらに、NaFl溶液が熱せられた場合見掛け上フルオレセインの低減が認められる。この蛍光発光のスペクトルシフトによる欠如は冷却により復元し（Udenfriend, 1962）、その温度が80℃までであればその効果が検証されている（Kwakwa, 1984）。Adams et al.（1986）によれば、200℃前後から熱による減衰が認められることが確認されている。

(2) トレーサの投入と試料の採取

トレーサは各循環実験時に、注入圧力、流量および生産流量がほぼ安定した時点で、



図I-3-40 トレーサ試験の地上設備

注入井に投入した。トレーサ物質は、予めタンクの中で水に溶かし、図I-3-40に示すように、注入側のラインの途中にトレーサ注入ラインを設けた。トレーサ注入時にはラインを切り替え、トレーサ溶液をフィードポンプを介して注入ラインに送った。なお、トレーサラインの切り替えのために、注入ポンプを一時的に停止した。

トレーサのモニタリングのためのサンプリングは図I-3-40に示すように、サイレンサーの下流側の三角堰流量計において実施した。採取間隔は、応答カーブの立ち上がりからピークに相当すると予想される時間帯では15～20分間隔、その後は徐々に間隔を延ばし、最終的には1日間隔とした。なお、応答カーブのテールをより長くモニターするため採取期間はできる限り長くした。採取された水試料は、冷却水により常温まで強制冷却した後、それぞれの分析試料毎にサンプル瓶に詰めた。この際、NaFl用の試料については、光による分解を極力避けるため、分析まで冷暗所に保存した。

(3) 試料の分析

現地において採取された水試料の分析は、実験室において実施した。分析項目および分析方法は以下の様である。

NaFl：分光蛍光光度計（励起波長：491nm、吸光波長：513nm）を用いた吸光光度分析法

I（ヨウ素）：イオンクロマトグラフィー法

3-5-2 適用結果

(1) 1993年22日間循環実験

トレーサテストは22日間循環実験の注入、生産流量が安定した時点で実施した。すな

わち循環開始後11日目に、トレーサ物質としてヨウ化カリウム (KI) 20kgを350lの水に溶かし、約30秒間の矩形波として注入坑井に投入した。生産流体を採取した後、実験室において滴定法によりヨウ素の分析を実施したが、試料中のSO₄濃度が150~250ppmであり、その影響によりヨウ素を検出することができず、トレーサの応答カーブを求めることができなかった。

その後、ヨウ素の分析方法について検討し、1995年以降の実験試料の分析はイオンクロマトグラフを用いることとした。

(2) 1994年5ヶ月循環実験

トレーサ投入は5ヶ月循環実験開始後の60日目および135日目の2回実施した。トレーサ物質は2回のテストともにNaFIとし、第1回目は150g、第2回目は400gをそれぞれ350lの水に溶かして、約30秒間の矩形波として注入坑井に投入した(表I-3-3)。

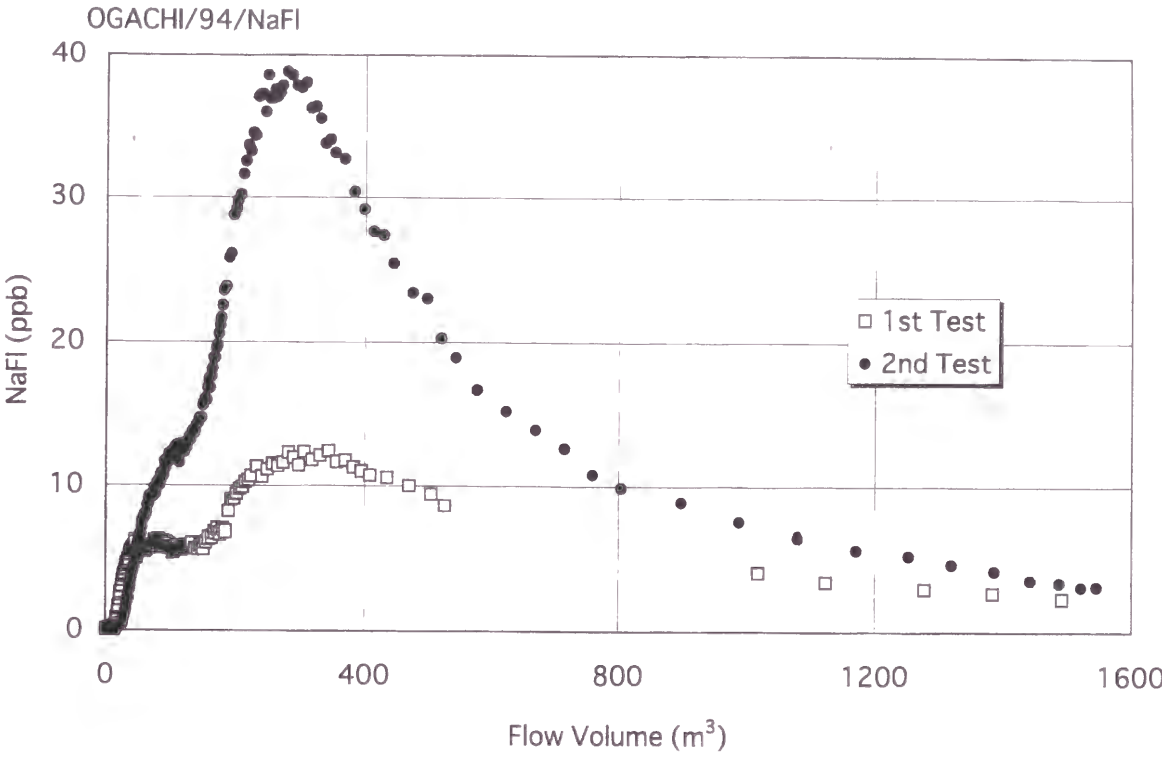
トレーサ投入後の生産流体の積算流量とトレーサ物質であるNaFIの濃度の関係を図I-3-41に示す。1回目のトレーサ投入前の生産水のNaFIのバックグラウンドはおおよそ0.05ppbである。トレーサ投入後積算流量で13m³の経過後(3時間半後)トレーサ濃度が急激に上昇し始める。約344m³経過後(83時間後)で濃度値はばらつくものの最高濃度12.39ppbを示した後、徐々に減少する。2回目のトレーサ投入前の生産水のNaFIのバックグラウンドは0.24ppbである。トレーサ投入後積算流量で22m³の経過後(6時間後)トレーサ濃度が急激に上昇し始める。約277m³経過後(74時間後)で濃度値はばらつくものの最高濃度38.86ppbを示した後、徐々に減少する。両者共に立ち上がりから最高濃度に達する間に小さなピークが認められる。

(3) 1995年1ヶ月循環実験

トレーサテストは1ヶ月循環実験開始後の12日目に開始した。トレーサ物質はNaFIおよびKIとし、それぞれ500gおよび40kgを350lの水に溶かして、約30秒間の矩形波として

表I-3-3 トレーサ投入の諸元

年度	実験名	トレーサ物質	重量	投入方法	投入時期 (実験開始後)	トレーサテスト時		
						注入圧力 (MPa)	注入流量 (l/min)	生産流量 (l/min)
1993	22日間 循環実験	KI	20kg	パルス インプット	11日目	19	1200	39
1994	5ヶ月循環実験 (その1)	NaFI	150g	パルス インプット	60日目	16	750	60
1994	5ヶ月循環実験 (その2)	NaFI	400g	パルス インプット	135日目	16	750	63
1995	1ヶ月 循環実験	NaFI KI	500g 40kg	パルス インプット	12日目	6.5	500	125
1997	10日間 循環試験	NaFI KI	500g 40kg	パルス インプット	2日目	13	500	75



図I-3-41 1994年トレーサ応答カーブ

注入坑井に投入した(表I-3-3)。

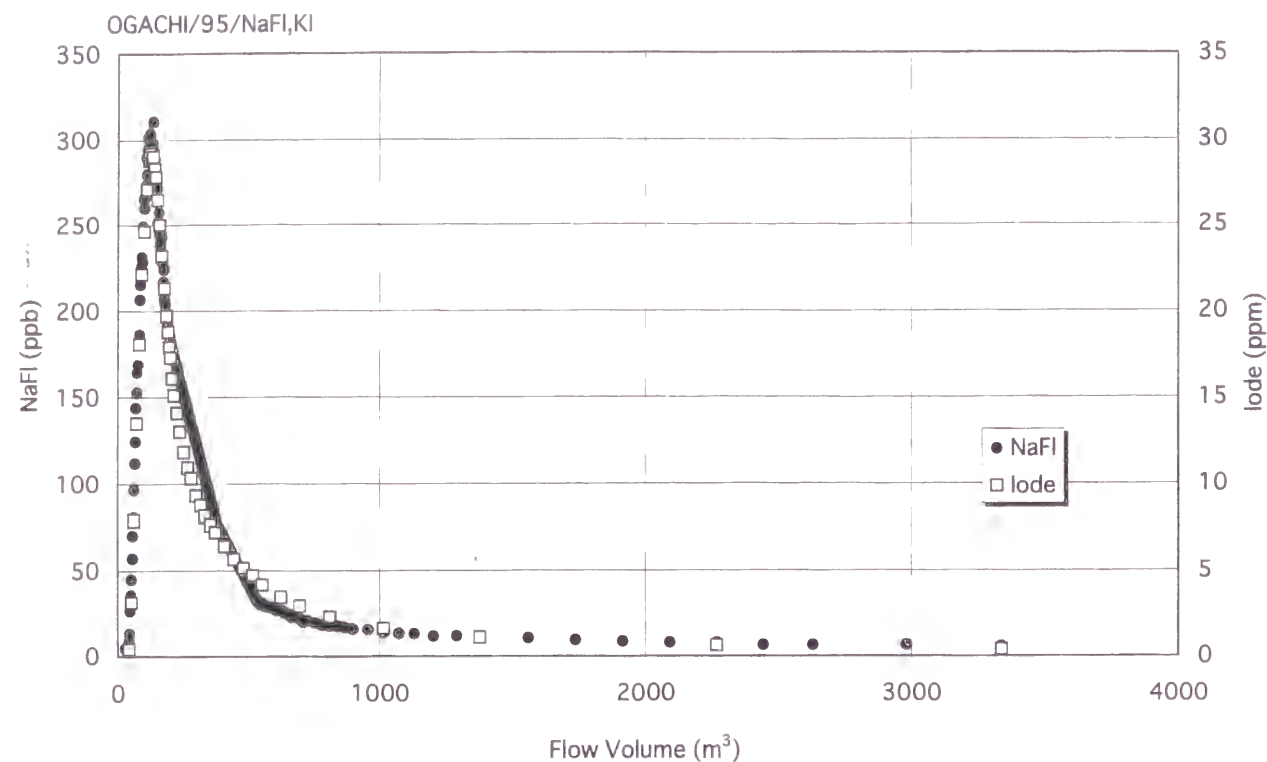
トレーサ投入後の生産流体の積算流量とトレーサ物質であるNaFIおよびIの濃度の関係を図I-3-42に示す。本テストの前の生産水の各成分のバックグラウンドはNaFIで4.33ppb、Iで0.03ppmであった。NaFIとI濃度の応答カーブはほぼ同じ形を示す。すなわち、トレーサ投入後積算流量で約40m³の経過後(約5時間半後)トレーサ濃度が急激に上昇し始める。約135m³経過後(18時間半後)で濃度値はばらつくもののNaFIで310.59ppb、Iで29.2ppmの最高濃度を示した後、徐々に減少する。

(4) 1997年10日間循環実験

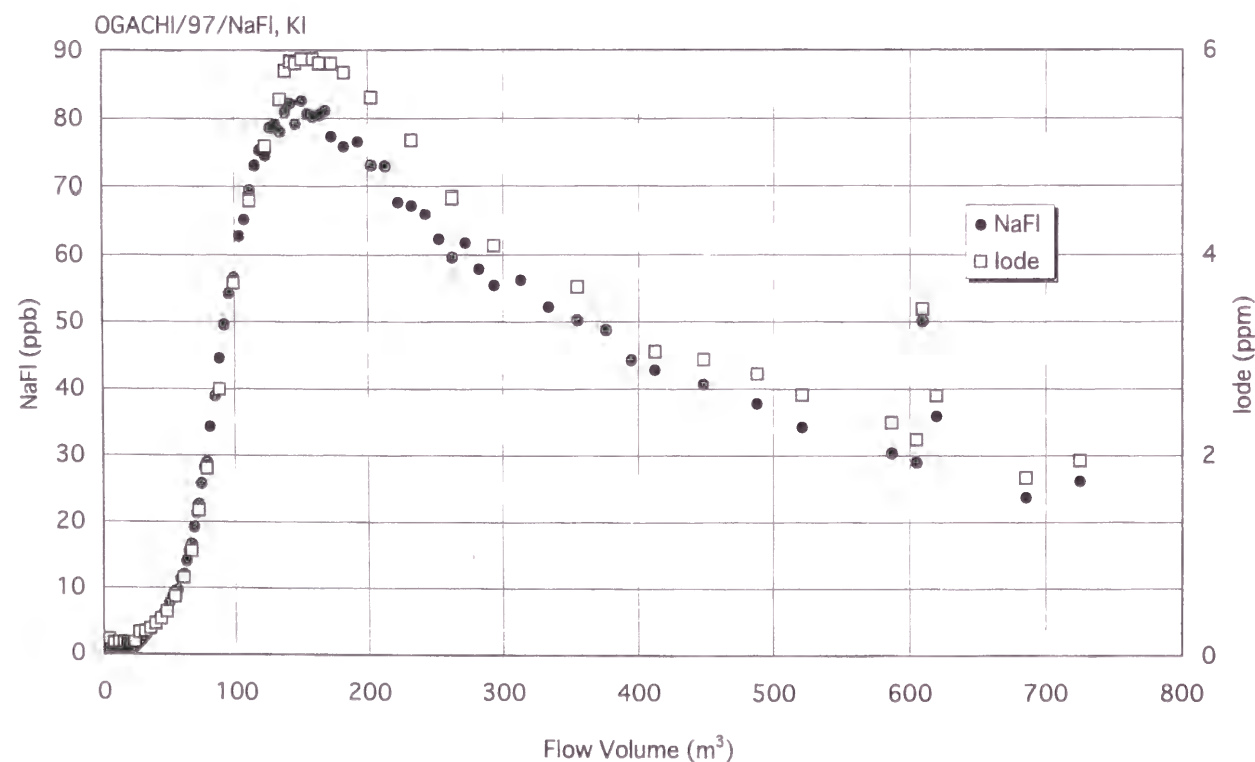
トレーサテストは10日間循環試験開始後2日目に開始した。トレーサ物質は1995年度と同様、NaFIおよびKIとし、それぞれ500gおよび40kgを350lの水に溶かして、約30秒間の矩形波として注入坑井に投入した(表I-3-3)。

トレーサ投入後の生産流体の積算流量とトレーサ物質であるNaFIおよびIの濃度の関係を図I-3-43に示す。本テストの前の生産水の各成分のバックグラウンドはNaFIで約0.3ppb、Iで約0.11ppmであった。NaFIとI濃度の応答カーブはほぼ同じ形を示す。すなわち、トレーサ投入後積算流量で約27m³の経過後(約11時間後)トレーサ濃度が急激に上昇し始める。約146m³経過後(44時間後)で濃度値はばらつくもののNaFIで80.02ppb、Iで5.91ppmの最高濃度を示した後、徐々に減少する。

なお、本循環実験は10日間と短いため、安定した状態でトレーサテストを実施することが出来ず、かつ循環後半に生産坑口の操作のため、トレーサ濃度にばらつきが認められた。



図I-3-42 1995年トレーサ応答カーブ



図I-3-43 1997年トレーサ応答カーブ

3-5-3 各貯留層の応答カーブの数値解析

トレーサ試験解析の多くは、観測井におけるトレーサイオン濃度変化と濃度変化解析結果とのカーブフィッティング法によって流路に関するパラメータ値を推定するものであり、流動モデルは主としてフラクチャ型の流路による1次元モデルを採用している。これに関しては、例えば藤井（1982）による解説がある。また、異なる流路が複数存在する場合には、観測イオン濃度変化に通常流路数と同数のピークが現れる（Mishra, et al., 1990）。

前述のように、トレーサテストを行った循環実験は、全て上下2層の貯留層を介して実施しており、このためトレーサの応答カーブはこれら2層の貯留層の特性を表していると考えられる。実際に、1994年のトレーサテストの応答カーブは2つのモードを有し、これは上・下部貯留層に対応するものと容易に推察できる。

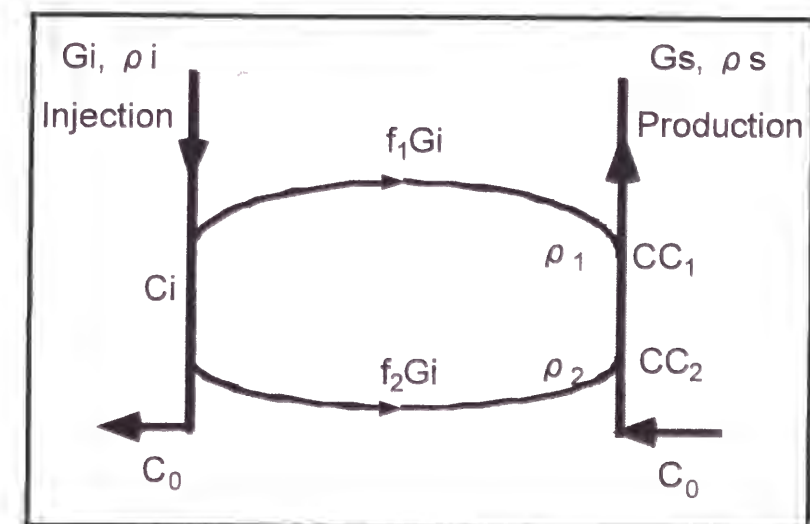
ここでは、以降に実施する上・下部貯留層の特性評価を行うために、得られたトレーサ応答カーブを福田他（1992）を参考にして、各貯留層に対応する応答カーブへの分離を試みた。なお、1997年に得られた応答カーブは循環実験時の生産流量が不安定であること、モニタリング期間が短いことから解析を実施しなかった。

（1）計算モデル

フォワード解析の計算モデルは福田他（1992）にならって、図I-3-44に示すような注入井（トレーサ投入井）と生産井（観測井）間を2本のフラクチャ型流路でつないだものを考えた。

ここでは

- ①インプット条件として短時間の矩形波入力とする
- ②還元条件・生産条件の時間変化を無視する
- ③流路内では圧縮水の1相流で、物性値は変化しないものとする
- ④対象イオンのバックグラウンド濃度は変化しないものとする



図I-3-44 坑井間2流路解析モデル

という条件を仮定する。

このとき投入トレサイオンの再湧出量は

$$G_s \frac{C - C_o}{\rho_s} = \sum_{k=1}^2 f_k G_i \frac{CC_k - C_o}{\rho_k} \quad (I.3.9)$$

で計算できる。ただし

- C : 生産井口元での熱水中のイオン濃度 $[M][L]^{-3}$ [未知変数 (観測値と比較)]
 G_s : 生産井口元での熱水生産量 $[M][T]^{-1}$ [設定定数 (観測値)]
 ρ_s : 生産井口元での熱水の密度 $[M][L]^{-3}$ [設定定数 (観測値)]
 C_o : 対象イオンのバックグラウンド濃度 $[M][L]^{-3}$ [設定定数 (観測値)]
 G_i : 注入 (還元) 量 $[M][T]^{-1}$ [設定定数]
 f_k : k 番目の流路での再湧出率 [無次元] [設定パラメータ]
 ρ_k : k 番目の生産井流入点での熱水の密度 $[M][L]^{-3}$ [設定パラメータ]
 CC_k : k 番目の生産井流入点での熱水中のイオン濃度 $[M][L]^{-3}$ [未知変数 (I.3.10)]

である。

ここで生産井流入点におけるトレサ濃度 CC を計算するには、藤井 (1982) による解析解を用いる。これは一定幅、一定厚さを有する均質貯留層の一端からトレサを含む熱水を流入させて、イオンの分解・吸着を無視した場合の1次元の解析解で、流入点からの距離 x と時間 t の関数として以下の式で与えられる。

$$CC(x, t) = C_o + \frac{C_i - C_o}{2} \left\{ \text{Erfc} \alpha^+(x, t) + \exp \gamma(x) \cdot \text{Erfc} \alpha^-(x, t) - \left\{ \text{Erfc} \alpha^+(x, t - t_i) + \exp \gamma(x) \cdot \text{Erfc} \alpha^-(x, t - t_i) \right\} \right\} \quad (I.3.10)$$

ただし

$$\alpha^\pm(x, t) \equiv \frac{x \mp ut}{2\sqrt{Dt}} \quad (I.3.11)$$

$$\gamma(x) \equiv \frac{ux}{D} \quad (I.3.12)$$

$$\text{Erfc} : \text{補誤差関数} \quad \text{Erfc} x = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_x^\infty e^{-t^2} dt \quad (I.3.13)$$

と定義する。また

- t : 経過時間 $[T]$ [独立変数]
 u : 流路内の平均熱水流速 $[L][T]^{-1}$ [設定パラメータ]

- D : 分散係数 $[L]^2[T]^{-1}$ [設定パラメータ]
 x : 熱水流入点からの距離 $[L]$ [設定パラメータ]
 t_i : トレーサを含む熱水の流入時間 $[T]$ [設定パラメータ]
 C_i : 流入熱水中のトレサイオン濃度 $[M][L]^{-3}$ [設定定数]

である。

フォワード計算の実際は

- ① (I.3.10) 式中の設定変数・定数の値を与える
 - ② (I.3.9) 式の CC_k を (I.3.10) 式で計算する
 - ③ (I.3.9) 式中の設定変数・定数の値を与える
 - ④ CC_k に対して生産井坑内フィードポイントから口元までの上昇時間分の修正を行う
 - ⑤ 生産井口元での濃度 C を (I.3.14) 式で計算する
- の手順によって、生産井口元でのトレサ濃度時系列 $C(t)$ を求めることである。
 ただし手順④の時間修正は生産井坑内の平均上昇流速 U を一様定数と仮定し、上昇距離 L に対して、以下のように遅れ時間 $\tau = L/U$ の修正を施した。

$$G_s \frac{C(t) - C_o}{\rho_s} = \sum_{k=1}^2 \left(t - \frac{L_k}{U} \right) Q_k(t) = f_k G_i \frac{CC_k(t) - C_o}{\rho_k} \quad (I.3.14)$$

この解析では、フォワード計算による濃度時系列 $C(t)$ と観測による濃度時系列 $C_{obs}(t)$ を比較して設定パラメータの再調整を行い、フォワード計算の手順を繰り返すことにより、計算濃度時系列 $C(t)$ と観測濃度時系列 $C_{obs}(t)$ を近づけることが目的である。

設定パラメータの再調整はインバージョン計算の手順によって、計算濃度時系列 $C(t)$ と観測濃度時系列 $C_{obs}(t)$ の残差から非線形最小2乗法で自動計算できるようにした (図 I-3-45)。

本解析におけるインバージョン計算では、Newton法に基づく最小二乗法による逐次修正を行って以下のように推定することにした。モデルを構成するパラメータ u, D, x, t_i 等で構成される列ベクトルを、解析モデルの意味で m と表すことにし、このモデルから計算される生産井坑口での時刻 $t_1, t_2, \dots, t_i, \dots, t_N$ のトレサ濃度を、

$$C_i(m) \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

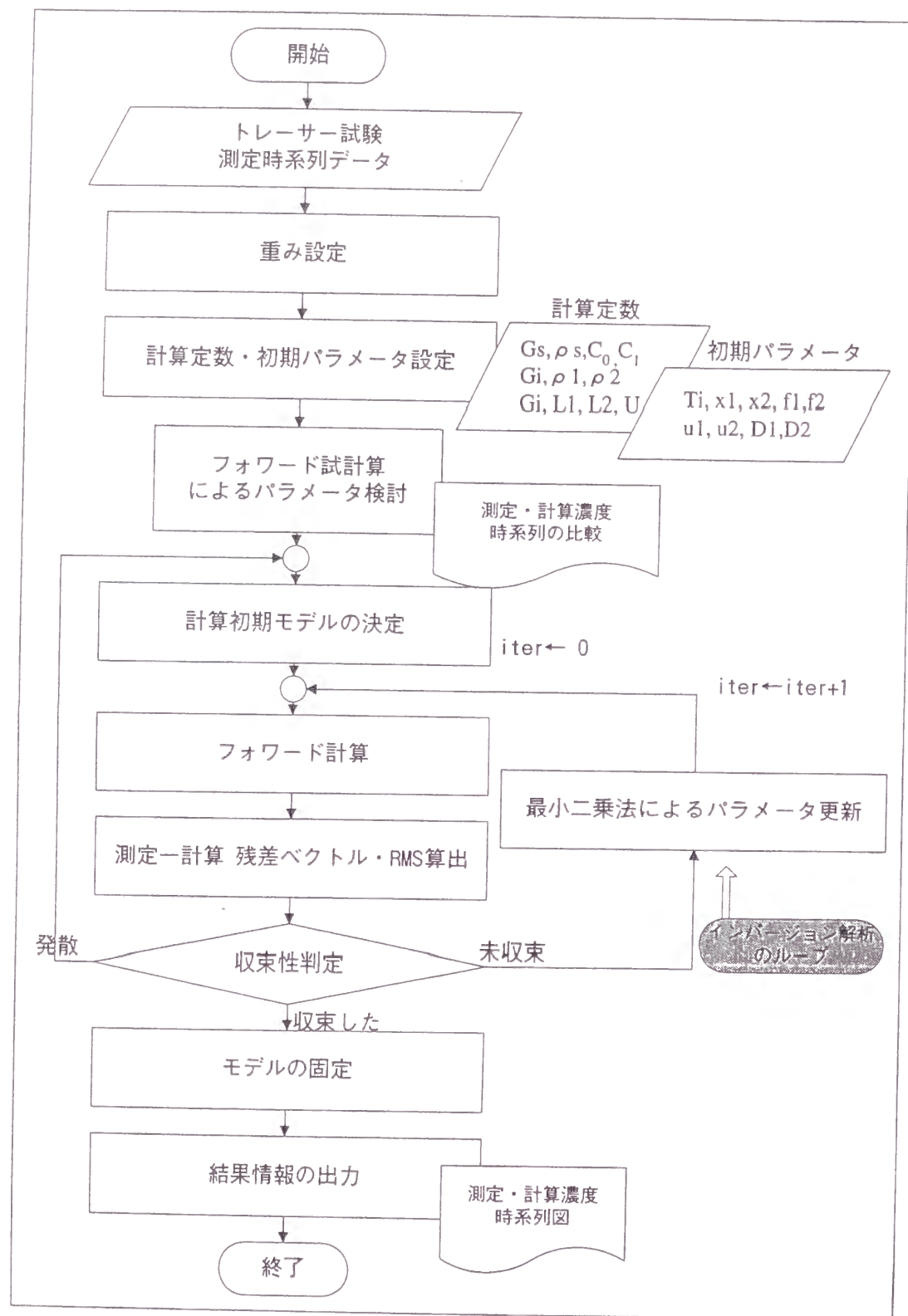
とする。

測定したトレサ濃度時系列が真のモデル m^{true} から計算されたものと仮定し、暫定のモデル m から得た計算値 $C_i(m)$ と比較して、測定値の重み付きの残差二乗和

$$S(m) \equiv \sum_{i=1}^N w_i [y_i - C_i(m)]^2 \quad (I.3.15)$$

を最小にするように、 m を反復修正して真のモデル m^{true} を求めた (Gauss-Newton法)。

ただし本検討では、モデルパラメータとして独立性の大きい以下の物理量を選択した。



図I-3-45 計算手順のフローチャート

t_i : トレーサを含む熱水の流入時間 [T]

u : 流路内の平均熱水流速 [L] [T]⁻¹

D : 分散係数 [L]² [T]⁻¹

また重み w_i としては、ピークフィッティングの観点から測定値自身を選んだ。すなわち濃度時系列の極大値のピークを一致させることに重点を置いて、恣意的に測定値の値の大きなものほど加重が大きくなるように、測定値自身を重みに、 $w_i = C_i^{OBS}$ と設定した。

非線形問題に対して、線形最小二乗法をくり返し適用する場合には、パラメータ初期値の問題以外に、非線形性の強さ、測定値に混入している誤差などの原因によって、残差の二乗和が反復の過程で減少するとは限らず、発散する場合がある。そこで本解析では、Gauss-Newton法に対するもっとも単純な安定化の方法として、 $0 < \alpha \leq 1$ のパラメータ縮小因子 α を導入し、モデルベクトルの修正式 $\mathbf{m}^{(k+1)} = \mathbf{m}^k + \delta \mathbf{m}$ に代えて

$$\mathbf{m}^{(k+1)} = \mathbf{m}^k + \alpha \cdot \delta \mathbf{m} \quad (\text{I.3.16})$$

を採用した。

(2) 計算条件パラメータの設定

フォワード計算に必要なパラメータは、1994年に行われた2度の循環実験によって得られた観測値と物性値を用いて設定した。ただしパラメータ設定の自由度が大きく、計算に与える影響も大きいものについては、インバージョン解析により自動的に修正できるようにした。

1) 流路モデル

上下2本のフラクチャ型流路とし、生産井内2箇所のフィードポイントの深度を上部750m、下部1060mとした。また(I.3.12)、(I.3.13)式で用いる各流路の長さ x_1 、 x_2 は直線距離で上部で68m、下部で130mである。実際にはこれよりも大きな値となるものと考えられるため、ここでは2倍の上部136m、下部260m (95年度は195m)と設定した。

2) 流速

2本のフラクチャ流路での流速 u_1 、 u_2 については、インバージョン解析により修正すべきパラメータとした。その初期値は $u_1 = u_2 = 3 \text{ cm/min}$ (=1.8m/hour)を中心にして設定することにした。

3) 再湧出率

再湧出率 f はそれぞれのテスト時の安定した生産単位流量に対する注入単位流量の比とし、94年の1回目が0.082、94年の2回目が0.083、95年が0.227とした。各流路の部分再湧出率 f_1 、 f_2 については、1993年度の循環実験に生産坑井で実施したPTS検層の結果、上部および下部貯留層に相当するフィードゾーンからの生産流量の比が0.15 : 0.85であったことに基づき、 $f_1 : f_2 = 0.15 : 0.85$ とした。

95年度は下部注入区間の増掘など、下部貯留層の透水性の改善した。各年度の光ファイバーによる温度モニタリングの結果から、95年以降の各区分からの生産流量は94年に比べより下部の比率が高まったと想定されたことから、この比率を $f_1 : f_2 = 0.1 : 0.9$ と仮定した。

4) 密度

現地でのトレーサテスト時の坑口圧力、坑井温度プロファイルより、生産井口元の ρ_s 、生産井フィードポイント (F.P.) の ρ_1 、 ρ_2 をそれぞれ 963、917、840 kg/m³ と設定した。

5) 分散係数

地熱地域におけるトレーサテストの解析では、分散係数 D は一般に流速の 1 次式 $D=au+b$ が経験式として用いられている。本式の a は機械的分散に関する係数、 b は分子拡散に関する係数として取り扱われている。本トレーサテストにおける投入時のトレーサ濃度が高く密度流になることを考慮して、本解析の初期値には福田ほか (1992) と同様に、m²/hour の単位系で $D=18.75u+41.0$ を用いてフォワード計算を行った。

6) トレーサ投入継続時間

トレーサ投入はに際しては、一定濃度のトレーサ原液を作成して、これを注入ラインの途中から投入した。各トレーサテスト時のトレーサの投入継続時間はおおよそ 30 秒前後であるものの、ポンプの停止、再始動などによる注入流量の変化により投入時間が不明確であった。そこで計算で得られる濃度が観測値と同じオーダーになり、かつ投入時間が実際の投入継続時間に近づくように計算を行った。

3-5-4 貯留層特性評価

(1) 数値解析から想定できる貯留層の特性

2 本のパスを仮定した数値解析は、応答カーブの立ち上がりや、モードの高さ、その時間等について概ねよい一致を見た (図 I-3-46)。しかしながら 1994 年の 2 回の応答カーブの解析から、上部貯留層に関しては 1 本の流路でモデリングするには限界があり、このことから少なくとも速い流路と遅い流路の 2 つの流路が存在すると想定できる。下部貯留層については、数値解析により立ち上がり時間、立ち上がり形状およびモード時間を合わせるとテールの形状が異なって、実際より小さな値となる。このことからテールの違いを説明できるような、分散の大きな流路がさらに存在する可能性がある。

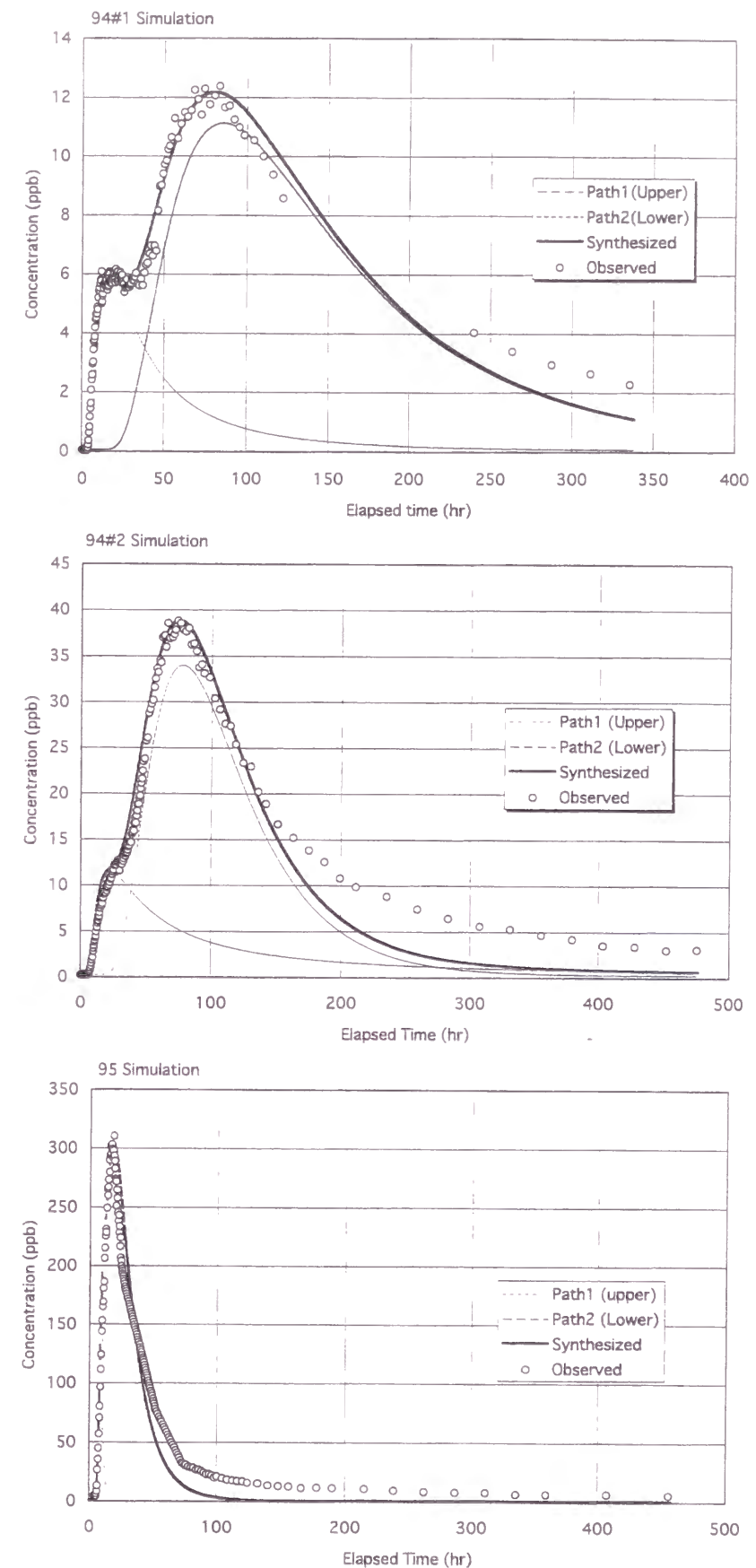
(2) 貯留層間隙の評価

ダルシー則が成立するものとして、連続した間隙空間の単位面積あたりに流れる流体の流量を基に、流体の速度 v は以下の様に定義される (大西、1995)。

$$V = -(K/n_e) * (\partial h / \partial l) \quad (I.3.17)$$

ここで、 n_e ；有効間隙率、 K ；透水係数、 $\partial h / \partial l$ ；動水勾配、 V ；地下水の間隙内の流速 (実流速) である。

上述の (I.3.17) 式を用い、各循環実験開始前に実施された透水試験より得られた透水係数、数値解析により求められた各トレーサテスト毎の上・下部貯留層における熱水の移流分 (実流速)、および各トレーサテスト時の注入圧および生産圧から計算される動水勾配により貯留層内の有効間隙率を求め、表 I-3-4 にまとめた。なお、求められた透水係数は 1994 年の循環試験時の各貯留層の入り口に相当する上部および下部注入区間の区間透水係数であり、ここでは注入坑井の注入区間の周辺の有効間隙率について述べる。



図I-3-46 最良推定モデルによる計算濃度と測定濃度の経時変化
(上：1994年1回目、中：1994年2回目、下：1995年)

表I-3-4 各テスト時の貯留層の有効間隙率

	1994年 1回目		1994年 2回目	
	上部	下部	上部	下部
実流速：V (cm/sec)	0.064	0.045	0.009	0.065
離間 (cm)	13600	26000	13600	26000
ブレイクスルー時間 (sec)	5640	31020	6000	39420
透水係数：K (cm/sec)	1×10^{-6}	5×10^{-5}	1×10^{-6}	5×10^{-5}
動水勾配： $\partial h / \partial l$	-22.54	-22.88	-21.48	-21.82
注入圧力 (MPa)	11	11	10.5	10.5
注入深度 (m)	715	990	715	990
注入流体密度	1.0	1.0	1.0	1.0
生産圧力 (MPa)	0.7	0.7	0.7	0.7
生産深度 (m)	750	1060	750	1060
生産流体密度	0.908	0.887	0.908	0.887
有効間隙率：ne	3.55E-04	2.54E-02	2.52E-03	1.68E-02

求められた各トレーサテスト時の上部貯留層の有効間隙率は、1994年 1 回目が 3.55×10^{-4} 、2 回目が 2.52×10^{-3} 、下部貯留層はそれぞれ 2.54×10^{-2} 、 1.68×10^{-2} である。この求められた値からは、①上部に比べて下部貯留層の有効間隙率が1～2オーダー大きい値を示す、②上部貯留層の有効間隙率は1回目テストから2回目テストにかけてほぼ1オーダー大きくなっている、ことが分かる。

近藤(1994)によれば、上・下部加圧区間(深度)におけるコアの平均的な割れ目密度は、上部区間が11.0本/m、下部区間は12.5本/mである。この値と有効間隙率から求められる割れ目の平均間隙幅は、第1回目のトレーサテスト時点では、下部貯留層で約2.0mm、上部貯留層で約0.03mm、第2回目のトレーサテスト時点では、それぞれ約1.3mm、約0.15mmと算出でき、下部貯留層の割れ目間隙幅が上部貯留層のそれに比べて非常に大きくなっていること、上部貯留層では1回目に比べて2回目の間隙幅が大きくなっていることが推察できる。

(3) 貯留層の特性評価

ここでは各トレーサテストによって得られた応答カーブ、さらに数値解析によって分離した上・下部貯留層に対応する応答カーブを用いて、テスト実施時の貯留層の各特性について評価する(表I-3-5)。なお、雄勝地点のトレーサテストにおいてトレーサ物質は矩形波として投入しており、数値解析では、矩形波投入による解析を実施している。しかし、モニタリングの時間に対する投入時間はごく短時間であることから、以下に詳述する統計的な指標を求める際には、パルスインプットに対する応答と見做して評価を行った。

1) ブレイクスルー時間

トレーサ投入から各応答カーブの濃度の立ち上がり時間より推定される各フィードポイントにおけるトレーサ要素の最初の到達時間をブレイクスルー時間と認識した。上部貯留層の1994年1回目、2回目および1995年の各ブレイクスルー時間は94、100、170分、

下部貯留層のそれは各々517、816、124分と読み取れる。同様に応答カーブの濃度立ち上がり時間から推定できる、各フィードポイントに最初のトレーサ要素が到達するまでに流れた流体の総量(ブレイクスルー体積)は、上部貯留層で0.8、0.9、21.0m³、下部貯留層で26.4、43.7、14.0m³と読み取れる。

ブレイクスルー時間、体積ともに上部貯留層に比べて下部貯留層が総じて大きな値を示す。これらの値の経時変化については、上部貯留層ではわずかながら増加の傾向にあるが、下部貯留層では1995年度に急激に減少する。

表I-3-5 貯留層特性一覧

評価項目	実験年次	テスト名	上部貯留層	下部貯留層	上・下部貯留層
ブレイクスルー時間 Tb(min)	1994	1st test	94	517	-
		2nd test	100	816	-
	1995		170	124	-
	1997		-	-	-
ブレイクスルー体積 Vb(m ³)	1994	1st test	0.8	26.4	-
		2nd test	0.9	43.7	-
	1995		2.1	14.0	-
	1997		-	-	-
モード体積 Vm(m ³)	1994	1st test	8.4	289	-
		2nd test	11.7	236	-
	1995		6.6	117	(135)
	1997		-	-	(138)
積算平均体積 <V>(m ³)	1994	1st test	-	-	618
		2nd test	-	-	545
	1995		-	-	459
	1997		-	-	340
1/2 モード 値 幅 W _{1/2} (m ³)	1994	1st test	18	407	-
		2nd test	32	288	-
	1995		35	177	(183)
	1997		-	-	(324)

2) モード体積

上部貯留層の1994年1回目、2回目、1995年のモード体積はそれぞれ8.4、11.7、6.6m³、下部貯留層のそれはそれぞれ289、236、117m³と読み取れる。下部貯留層のモード体積が上部貯留層のそれに比べておよそ20から30倍大きな値を示す。これらの経時変化は上部貯留層ではほぼ同じ値を示し、増減に関しては一定の傾向がない。これに対し下部貯留層では減少の傾向が認められ、特に1995年に急激に減少する。

1995年と1997年の結果について上・下部貯留層を合わせた応答カーブでモード体積を評価した場合、1995年は135m³、1997年は138m³と読み取れる。1995年の結果からはこの値は下部貯留層のモード体積に強く影響されていること、1995年から1997年にかけては貯留層全体としてのモード体積に変化はないことが明らかになった。

3) 積算平均体積

積算平均体積の評価は、上・下部貯留層一括して実施した。求められた積算平均体積は、1994年1回目が618m³、1994年2回目が545m³、1995年が459m³、1997年が340m³である。なお、1997年はモニタリング期間が他の実験に比べて短いため、体積は見掛け上小さな値を示している。1997年を除く経時変化は、徐々に減少の傾向にある。

4) 1/2モード値幅（半値幅）

上部貯留層の1994年1回目、2回目、1995年の1/2モード値幅はそれぞれ18、32、35m³、下部貯留層のそれはそれぞれ407、288、177m³と読み取れる。下部貯留層は経時的に減少の傾向が認められる。上・下部貯留層一括で検討した場合、1995年は183m³、1997年は324m³とそれまでの減少傾向とは逆に増加している。

(4) まとめ

雄勝HDR実験場で行われた抽熱循環実験時に貯留層の特性を評価する目的でトレーサテストを実施した。トレーサテストは1994年に2回、1995年に1回、1997年に1回実施した。現地で得られたトレーサの応答カーブを数値解析により上部・下部貯留層の2つのパスに対応した応答カーブに分離し、現地および数値解析によって得られた応答カーブから貯留層の特性を評価した。

①2本のパスを仮定した数値解析は、応答カーブの立ち上がりや、モードの高さ、その時間等について概ねよい一致を見た。しかしながら、応答カーブの立ち上がり形状やテールの形状に不一致が認められることから、上部貯留層には少なくとも水の流れ速度の異なる2本の流路が存在する、下部貯留層にはここで想定した流路のほかにより分散の大きい流路が存在する可能性が示唆された。

②現地において各貯留層ごとに計測された透水係数、数値解析によりパラメータとして求められた各貯留層内での水の実流速、およびトレーサテスト時の動水勾配から1994年の実験時の各貯留層の有効間隙率を求めた。これによれば、上部貯留層では1994年1回目が 3.55×10^{-4} 、2回目が 2.52×10^{-3} 、下部貯留層はそれぞれ 2.54×10^{-2} 、 1.68×10^{-2} であり、上部に比べて下部貯留層の有効間隙率が1～2オーダー大きい値を示す。また、コアの平均的な割れ目密度と有効間隙率から求められる割れ目の平均間隙幅については、下部貯留層が上部貯留層に比べて非常に大きくなっていること、上部貯留層では1回目

に比べて2回目の間隙幅が大きくなっていることが推察できる。

現地において得られた応答カーブおよび数値解析により分離された上部および下部貯留層に相当する応答カーブから以下の貯留層特性が明らかとなった。

③貯留層の最も優勢な流れ場の体積を示すモード体積は、上部貯留層がおおよそ6～12m³と読み取れるのに対し、下部貯留層は1994年の1回目では289m³、2回目236m³、1995年では117m³と減少傾向にあり、下部貯留層内で徐々にショートパスが生じていることが明らかになった。1995年および1997年の上・下部合わせたモード体積は135m³、138m³とほぼ同様な値を示し変化がない。

雄勝地点での実験開始から1994年にかけては循環試験をすることにより徐々にではあるがショートパスが生じ、その後1995年の下部貯留層の改善により急激に集中したショートパスが生じたものと推察できる。これに対し、1995年から1997年にかけてはモード体積に変化はない。

④貯留層の流れに関与する割れ目の空隙の総体積を示すと考えられている積算平均体積は、上部・下部貯留層を合わせた値として算出した。データが不確かな1997年を除けば、経時的には徐々に減少する傾向にある。

⑤移流、分散の定性的な評価の指標となる1/2モード値幅は1994～1995年にかけては徐々に減少の傾向にあり、総じて分散が小さくなることを示しているのに対し、1997年は逆に増加する。モード体積が変化しないのにも関わらず、1/2モード値幅が増加する原因としては、1997年循環実験前の各種実験の影響と考えられる。すなわち、上部と下部を分離して実験を実施するために注入坑井下部区間に投入したサンドプラグのフラクチャへの挟在、下部区間への大量の水の圧入による下部貯留層での沈殿鉱物の生成等の可能性が考えられる。

3-6 FWFによる貯留層体積評価手法の適用

肘折地点では、循環前の地層水の塩濃度が非常に高く、それに対して、注入水（河川水）は化学的に低濃度である。ここでは、循環初期に化学的な濃度の非常に低い注入水が、貯留層内に賦存する高塩濃度の地層水中を通して生産井に湧出する現象を利用して、生産水注に河川水の占める割合の経時変化をトレーサの応答カーブに見立て、貯留層体積の評価を試みた。

まず、次式によりClを指標とし、生産流体における注入水の混入割合（M）の経時的な変化を求めた。

$$M(t) = \frac{C_p - C(t)}{C_p - C_m(t - \alpha)} \quad (\text{I.3.16})$$

C_p : 貯留層内の地層水のCl濃度

C : 生産流体のCl濃度

C_m : 注入水のCl濃度

α : ブレークスルー時間

なお、以降の解析を行うにあたり、以下の様な仮定をした。

①循環開始直前の各貯留層内地層水のCl濃度は一様であり、各貯留層の地層水のCl濃度は循環初期に生産坑井から坑井ボリュームが排出された後の最高濃度とする。

②ブレークスルー時間はトレーサ試験から求められた時間とする。

本手法を、肘折地点1991年の浅部貯留層を用いた90日間循環実験に適用した。

循環直後の生産井であるHDR-1、HDR-2およびHDR-3坑井からの生産流体のCl濃度の最高値は、それぞれ2495ppm、1916ppm、1730ppmであり、この値を各貯留層内の地層水のCl濃度と見做した。注入水のCl濃度は26ppmである。これらの値を用い、上述の式により、各生産流体における注入水の混合率の経時変化（生産流量に対する変化）を求めた（図I-3-47）。これらの推移は注入水をトレーサとしてステップ状に投入した際の応答カーブと見做すことが出来る。ステップ状にトレーサを投入したときの応答はFカーブとして表すことが出来、これを時間もしくは流量により微分することによりEカーブを得ることが出来る（図I-3-48）。

本カーブから注入坑井と各生産坑井を結ぶ貯留層のモード体積は、SKG-2～HDR-1で約80m³、SKG-2～HDR-2で75～85m³、SKG-2～HDR-3で76～96m³と評価できる。

3-7 貯留層表面積評価手法の適用

3-7-1 水-岩石反応による化学成分付与量評価

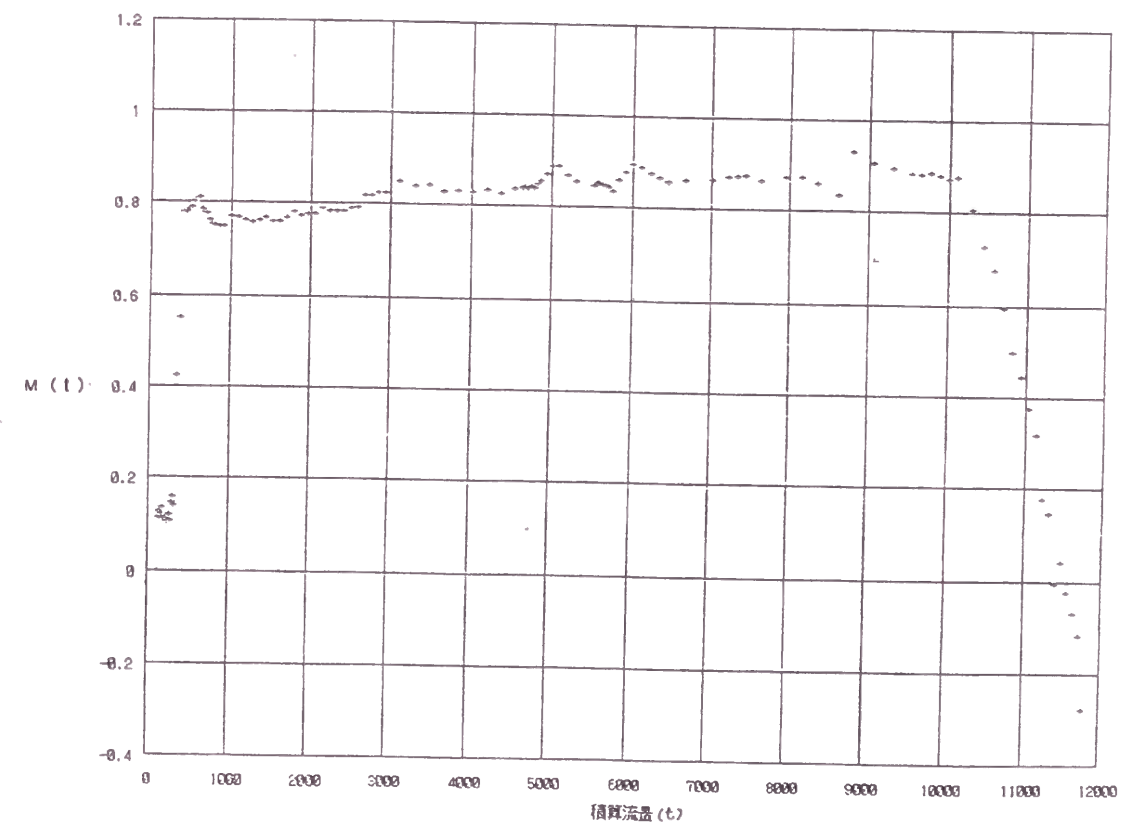
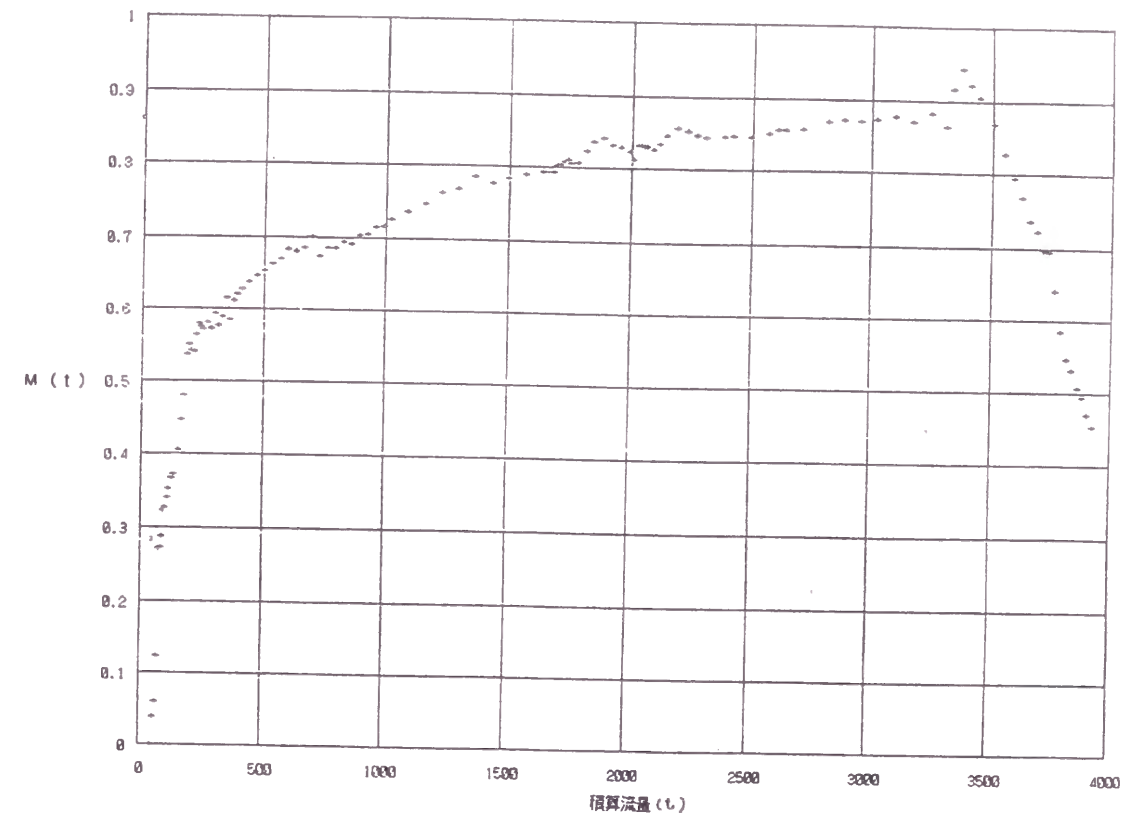
3-4-2 で述べたように、両地点で実施された各循環実験中には、貯留層内で水-岩石反応により、岩石から水へと各種の成分が溶出することが、さらに、アルカリ金属元素であるNaやKが水-岩石反応に起因する溶出量を評価する指標となることが明らかになってきた。ここではこのNaやKについて、NaやKとClの関係から各循環時の溶出量を求めた。この検討に当たっては、循環中の流体が地下貯留層内で定常状態であることを前提とした。また、検討に際しては以下の点を考慮した。

①両地点ともに、循環はクローズシステムを採用したため、循環中の注入水には生産水が混ざり、注入水の化学組成は刻々と変化する。雄勝地点では生産水の量が少なく、注入水のほとんどが河川水を起源とすることから、注入水の化学成分濃度として、河川水のそれを採用した。一方、肘折地点においては、生産井の坑数が増え回収率が增大した1991年の実験などにおいては、注入水の化学組成は生産水の影響を強く受けるため、経時的にその時点の注入水の化学成分濃度を採用した。

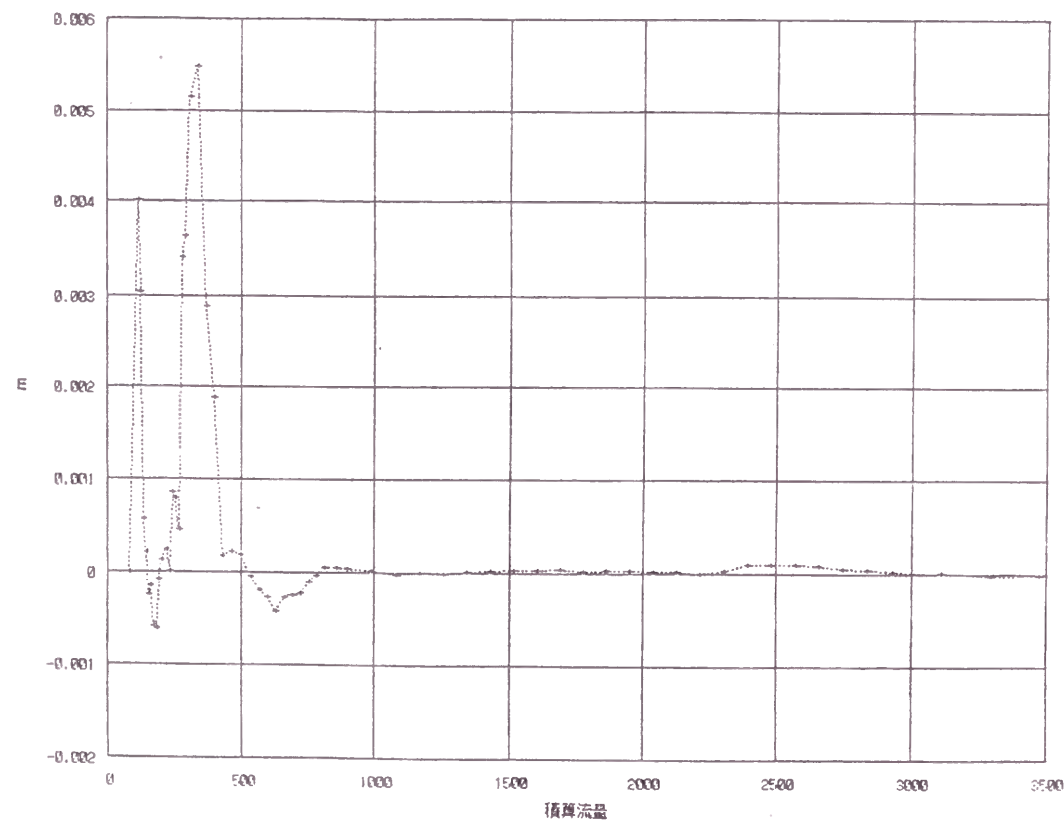
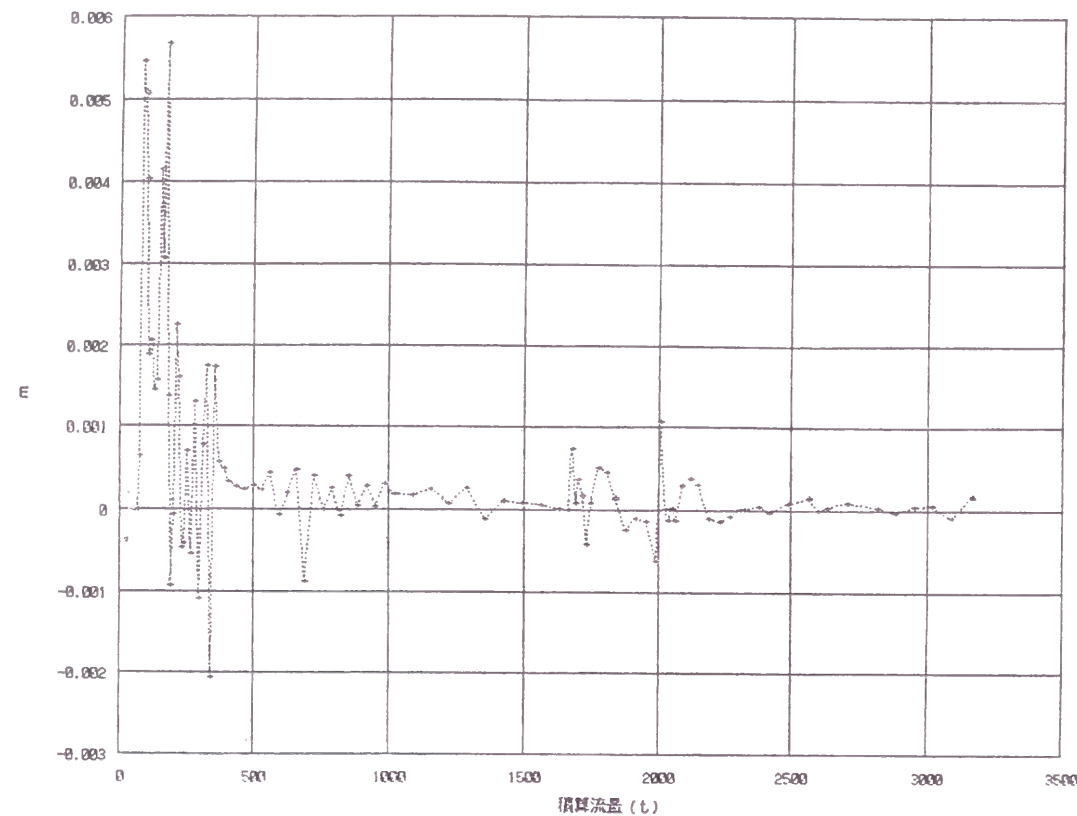
②循環中の生産水のNaやKとClの関係が明らかに2つ以上の直線関係になることがある。特に、注入を停止して噴気監視に移行するというような循環の条件が変化したことに起因する場合は、注入水の地下における水-岩石反応の条件が異なるため、このようなグループの生産水はこの評価からは除外した。

③NaやKとClの関係により評価されたY切片から、それぞれの注入水のNaおよびK濃度を引いた値を水-岩石反応による溶出量とした。

④循環が短期間であったり、坑口の開度を頻繁に変えて生産が非常に不安定な状態での生産水については、それぞれ成分の溶出量の評価からは除外した。



図I-3-47 Cl濃度から求められたFカーブ
(肘折地点、1991年90日間循環実験)
(a): HDR-1 (b): HDR-2



図I-3-48 Fカーブから計算されたEカーブ
(肘折地点、1991年90日間循環実験)
(a) : HDR-1 (b) : HDR-2

(1) 雄勝地点

雄勝地点における全ての循環実験の生産水のNa-Cl、K-Clの関係を図I-3-49(a), (b)に示す。全ての循環実験の生産水のNa-Cl、K-Clの関係はほぼ直線上に分布し、各々の循環はほぼ同様の端成分である地層水と混合していると考えることが出来る。これらの関係を各実験毎にさらに詳細に考察し、それぞれの評価される溶出量を表I-3-6(a)にまとめた。

Naの溶出量は、およそ210～225ppmであり、年度を追う毎に徐々に値が小さくなる傾向にある。これに対し、Kの溶出量は、およそ18～21ppmであり、Naとは反対に年度を追う毎に値が徐々に大きくなる傾向がある。

(2) 肘折地点

肘折地点で実施された各循環実験の生産水から評価されるNaおよびKの溶出量を表I-3-6(b)にまとめた。なお、④の理由から、1996年度の導通改善循環実験時のHDR-3井の生産水は、溶出量の検討からは除外した。

浅部循環試験時のNaの溶出量は、およそ130～170ppmの範囲に分布する。各貯留層毎の溶出量は、SKG-2-HDR-1、SKG-2-HDR-2およびSKG-2-HDR-3の貯留層でそれぞれ若干の差異が認められ、SKG-2-HDR-1、SKG-2-HDR-2、SKG-2-HDR-3の貯留層の順に溶出量が小さくなる傾向が認めれる。

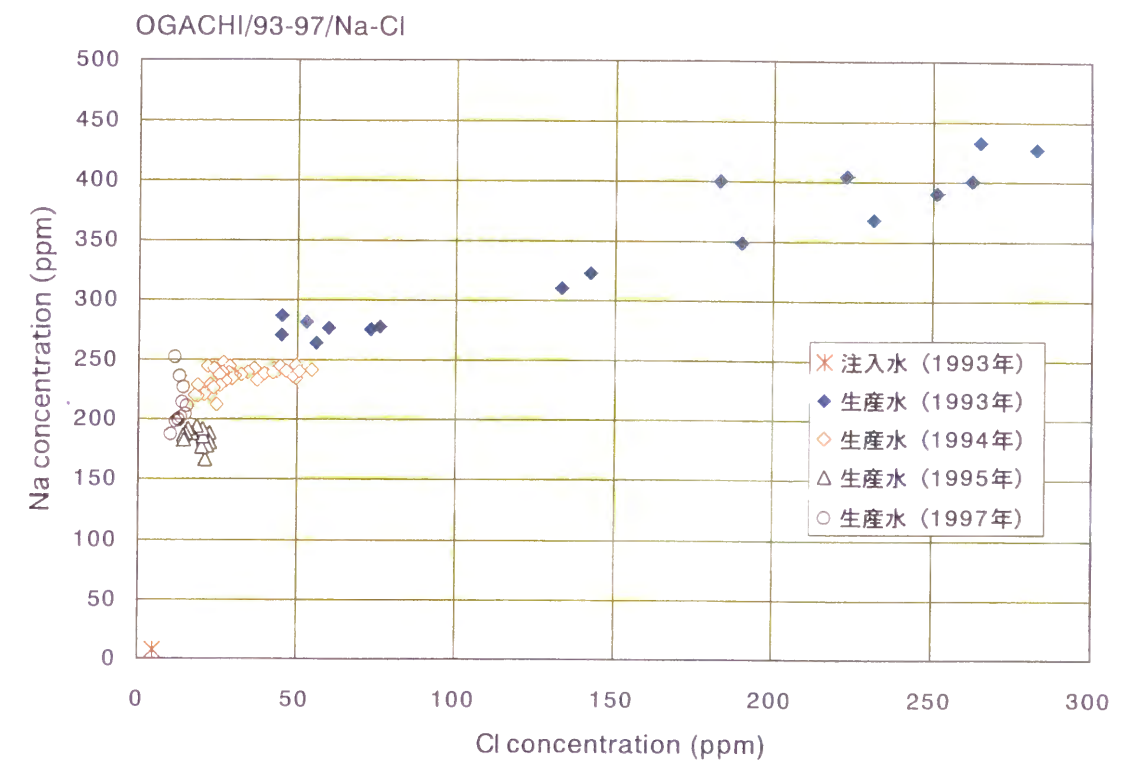
現地溶解量

表I-3-6(a) Na、K-Clの関係から評価できるNa、K溶出量
(雄勝地点)

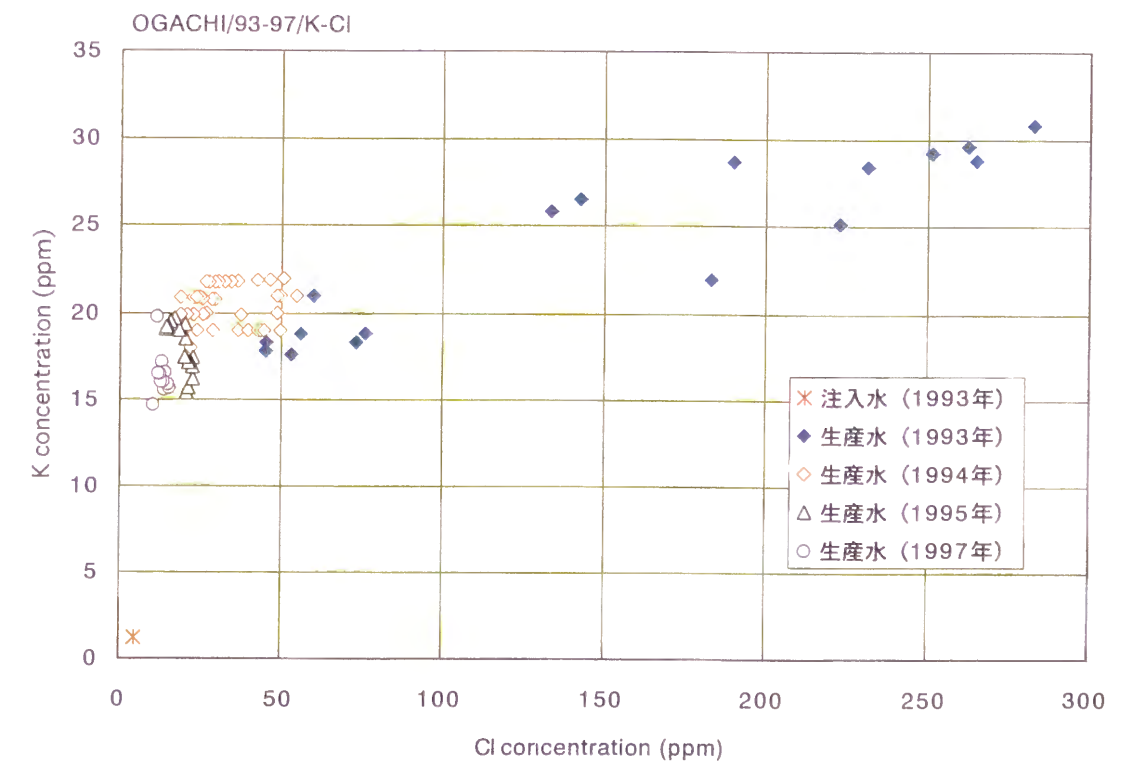
年度	溶解量 (ppm)	
	Na	K
1993年	225	18.3
1994年	218	19.2
1995年	210	21
1997年	200	16

表I-3-6(b) Na、K-Clの関係から評価できるNa、K溶出量
(肘折地点)

年度	注入井	生産井	溶解量 (ppm)	
			Na	K
1988年	SKG-2	HDR-1	146	27.9
1989年	SKG-2	HDR-1	172	26.7
	SKG-2	HDR-2	91	16.3
1991年	SKG-2	HDR-1	158	25.8
	SKG-2	HDR-2	140	21.1
	SKG-2	HDR-3	127	18.7
1995年	HDR-1	HDR-2a	148	19.6
	HDR-1	HDR-3	97	40.6
1996年	HDR-1	HDR-2a	70	13
	HDR-1	HDR-3	95	3.3



図I-3-49(a) 雄勝生産水のNa-Clクロスプロット



図I-3-49(b) 雄勝生産水のK-Clクロスプロット

Kの溶出量は、18～27ppmの範囲に分布する。各貯留層毎の溶出量は、SKG-2-HDR-1、SKG-2-HDR-2およびSKG-2-HDR-3の貯留層でNaと同様それぞれ若干の差異が認められ、SKG-2-HDR-1、SKG-2-HDR-2、SKG-2-HDR-3の貯留層の順に溶出量が小さくなる傾向が認めれる。

深部循環試験時のNaの溶出量は、おおよそ100～150ppmの範囲に、Kの溶出量は、おおよそ14～20ppmの範囲に分布する。

3-7-2 水-岩石反応実験装置の開発

(1) 装置開発の目的

溶解実験の主たる目的は、原位置貯留層雰囲気、すなわちある限られた条件における水-岩石反応による特定の化学成分の溶解速度と水-岩石比との関係や条件の変化による溶解量の変化に関するデータを取得することにある。

この様な実験を可能にするための実験装置の開発および装置を用いた実験の概要について述べる。

(2) 実験装置の概要

水と岩石が特定の温度、圧力条件、さらには溶液条件によりどの様に反応するかの実験的検討は主として鉱床学の分野で実施されてきた。この様な実験のために種々の反応実験装置が開発されてきた。当初は、バッチ式の実験装置が主流であり、代表的な装置としては、装置内の圧力条件を変化させずに経時的なサンプリングを可能にしたディクソンタイプのオートクレーブがある。また、最近ではダイナミックな場での反応を模擬するための流通式 (Fluid Flow) の装置が開発されるようになってきた (Potter, J.M. et al., 1987)。本検討では、循環時の地下貯留層内での流体の水-岩石反応を模擬するために、流通式のオートクレーブを開発した。

本装置の開発に当たっては、以下の条件を満足するように設計、製作を行った。

①地下での流動を模擬するために、流通式とする。

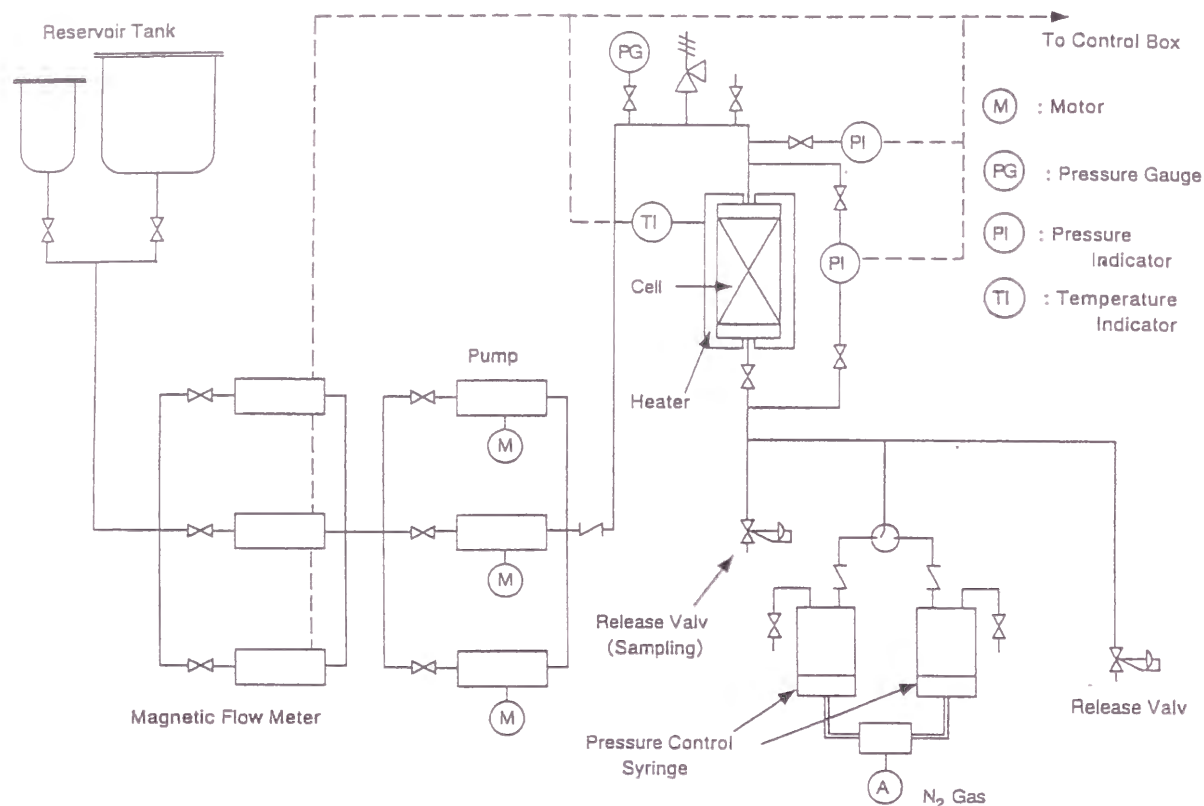
②実際の貯留層の温度、圧力条件をカバーするために、最高温度、圧力は、300℃、300Kg/cm²とする。

③広範囲の岩石/水比を考慮して、岩石試料の形態を粉状体、粒状体、チップ、コアとするため、これらの試料形態に対応するセルとする。

④反応容器には、高温、高圧下で化学的に安定な材質を用いる。

本装置のブロックダイアグラムを図I-3-50に、概略の仕様を表I-3-7に示す。

実験装置はおおむね岩石と水が反応するセル、セル内の温度を上昇させるためのヒーターユニット、セル内に水を流すためのプランジャーポンプと流量計、水が流れてもセル内を高圧に保つための調圧シリンジ、これらのシステムを制御する制御盤から構成される。セル内で反応した水は、その下流において放圧バルブを介した電磁流量バルブにより流量をコントロールしながら試料採取が可能な、自動サンプリング装置により定期的に採取できるよう工夫した。



図I-3-50 水-岩石反応装置のブロックダイアグラム

表I-3-7 水-岩石反応装置の概要

オートクレーブ

(1) セル容器寸法 (単位: mm)

- | | |
|-----------------|-----------------|
| ① ID 25.4×225 L | ② ID 38.1×225 L |
| ③ ID 50.8×225 L | ④ ID 56.0×300 L |

(2) 材質

- | | |
|-------------|--------------|
| ①～③ SUS 316 | ④ Cu+SUS 316 |
|-------------|--------------|

(3) 温度圧力条件

温度	300℃	圧力	300 kg/cm ²
----	------	----	------------------------

流体圧コントロール

流量	0.1～5cc/min	(低流量ポンプ)
	5～100cc/min	(液送ポンプ)

電気炉

セル①②用 200V 4KW

セル③④用 200V 6KW

操作パネル

- | | |
|--------|-------------|
| ・ 温度調節 | ・ 変位プログラム調節 |
| ・ 差圧調節 | ・ 圧力調節 |

3-7-3 水-岩石反応実験

(1) 実験の概要

本実験の大きな目的は、①ある限られた条件における水-岩石反応による特定の化学成分の溶解速度と水-岩石比との関係に関するデータを取得する、②地下貯留層の条件変化に伴う特定の化学成分の溶解量の変化に関するデータを取得することである。

①に関しては特定の条件として、雄勝地点の下部貯留層条件を想定し、温度240℃、圧力25MPaとした。また実験を単純化するために、本実験では流体として蒸留水を用いた。このような条件のもと、同一試料を用いて流量（流体のセル内での滞留時間）を順次変化させ、滞留時間すなわち反応時間と化学成分の溶出量の関係を明らかにする。さらに粒径の異なる試料すなわち異なる岩石/水比の試料を用いて、同様の試験を実施し異なる岩石/水比の試料における反応時間と化学成分の溶出量の関係を明らかにする。

①の実験での基本条件が変化した場合の溶解量の変化を見極めるために、②に関する実験を実施した。変化させる条件としては、温度、圧力および液性とし、液性については現地循環試験に用いた注入水とした。

①および②の実験共に、基本的には1つの条件に対してそれぞれ試料を新たに取り換え実験を行った。しかし、実験によっては、同一の試料を用い運転を継続させながら条件を変化させた。単独の実験およびシリーズの最初の実験における実験初期に溶出量が急激に増加し、その後に減少するものの安定まで時間がかかることから、継続時間をその後に続く実験に比べ若干長めに設定した。

単一条件の単独実験およびシリーズの最初の実験の継続時間は、溶出量が安定することを考慮して、4週間から5週間と設定し、シリーズの2回目以降の実験の継続時間はそれより若干短めの、2から3週間と設定した。

(2) 岩石試料

室内反応実験に用いた岩石試料はHDR実験サイトである、雄勝および肘折地点において掘削された坑井の、それぞれ貯留層に近い深度から採取されたコアを用いた。雄勝地点のコアは、主として注入井の深度980m付近から、肘折地点のコアは、HDR-3坑井の深度2186m付近から採取した。両地点の母岩ともに花崗閃緑岩である。肘折地点の花崗閃緑岩のモード及び化学組成（資源環境技術総合研究所、1994）を表I-3-8(a), (b)に示す。

採取された岩石試料は、岩石クラッシャーである程度の粒径まで粉碎した後、メノウ乳鉢でさらに細かく粉碎し、篩によって特定の粒径に仕分けした。

(3) 実験条件および実験手順

上述の岩石試料を用いて、水-岩石反応実験を実施した。試験条件は表I-3-9に示す通りであり、基本的には、各実験に対して、それぞれ新しい試料を設置して実施した。但し、HJR-#5と#6およびHJR-#7と#8は同一の試料を用いて、HJR-#5と#6については流量を20ml/hrから30ml/hrへ、HJR-#5と#6については、温度を150℃から200℃に変化させることにより、それぞれ実験を継続しながら実験番号を変化させた。

実験用の岩石試料は実験前に蒸留水で洗浄し、60℃の乾燥炉で1～2日乾燥した後、重

表I-3-8(a) 肘折地点岩石試料のモード分析結果
(資環研、1994)

採取深度 (m)		2184.40
岩石名		花崗閃緑岩
モード比	石英	24.52
	斜長石	52.45
	カリ長石	11.11
	黒雲母 (変質)	0.85
	褐簾石	0.00
	緑泥石	0.00
	絹雲母	8.51
	炭酸塩鉱物	0.70
	緑簾石	1.85
	硬石膏	0.00
	スフェーン	0.00
	合計	100.00
相対比	石英	27.8
	斜長石	59.5
	カリ長石	12.6

表I-3-8(b) 肘折地点岩石試料の化学分析結果
(資環研、1994)

採取深度 (m)	2184.6
岩石名	花崗閃緑岩
SiO ₂	71.45
TiO ₂	0.32
Al ₂ O ₃	13.26
Fe ₂ O ₃	0.01
FeO	2.45
MnO	0.06
MgO	1.08
CaO	2.39
Na ₂ O	3.10
K ₂ O	2.63
P ₂ O ₅	0.12
H ₂ O(+)	0.25
H ₂ O(-)	2.04
Total	99.16

表I-3-9 水-岩石反応実験の実験条件一覧表

試験名	サンプリング 個数	試験日数	岩石試料				試験条件				
			岩石名	採取箇所	篩分	平均粒径 (mm)	注入水	流量 (ml/h)	滞留時間 (hr)	温度 (℃)	圧力 (Kgf/cm ²)
OGC-#1	18	6	花崗閃緑岩	雄勝破碎井	#4>X>#9	3.3	蒸留水	10	5.0	240	250
OGC-#2	39	15	"	"	"	"	"	"	"	"	"
OGC-#3	13	5	"	"	6.7mm>X>#4	5.725	"	"	6.0	"	"
OGC-#4	18	5	"	"	"	"	"	15	4.1	"	"
OGC-#5	25	8	"	"	"	"	"	20	2.6	"	"
OGC-#6	29	7	"	"	"	"	"	10	6.0	"	"
OGC-#7	49	13	"	"	"	"	"	15	3.9	"	"
OGC-#8	15	2	"	"	"	"	"	30	2.0	"	"
OGC-#9	47	17	"	"	#9>X>#14	1.515	"	10	6.2	"	"
OGC-#10		8	"	"	#20>X>#35	0.603	"	"	5.4	"	"
OGC-#12	19	4	"	"	"	"	"	"	4.5	"	"
OGC-#13	60	16	"	"	"	"	"	"	5.1	"	"
OGC-#14	75	21	"	"	"	"	雄勝河川水	"	5.0	"	"
OGC-#15	-	3	"	"	"	"	蒸留水	"	4.9	"	"
OGC-#16	73	20	"	"	"	"	"	"	4.5	"	"
HJR-#1	61	18	花崗閃緑岩	HDR-3抗	#4>X>#9	3.31	蒸留水	10	5.2	240	250
HJR-#2	71	20	"	"	#9>X>#20	1.315	"	"	5.4	"	"
HJR-#3	68	24	"	"	#20>X>#30	0.64	"	"	5.3	"	"
HJR-#4	46	21	"	"	"	"	"	"	5.0	"	"
HJR-#5	35	19	"	"	"	"	"	20	2.5	"	"
HJR-#6	38	19	"	"	"	"	"	30	1.7	"	"
HJR-#7	52	25	"	"	"	"	"	10	5.0	150	"
HJR-#8	30	23	"	"	"	"	"	"	"	200	"
HJR-#9	54	27	"	"	"	"	"	"	"	240	150
HJR-#10	54	19	"	"	"	"	"	"	"	"	200

量を計測し、セル内にセットした。セルを装置本体に装着し、蒸留水を送流ポンプにより送水する。ある程度セル内に蒸留水が満たされたら、セルの下流側バルブを閉め、ポンプにより蒸留水を実験条件の圧力まで圧入し、その後上流側に設けた脱気用バルブを開け、中に残ったガスを強制的に系外に追い出す。この脱気作業をガスが出なくなるまで繰り返して行う。最後に実験条件圧力になるまで、再度系内に送水する。この段階で、自動制御プログラムをセットし送水を開始し、送水しながら設定温度まで昇温する。

採水は実験当初はマニュアルで、その後自動サンプリング装置を用いて実施した。サンプリングポートはセルのすぐ下流側に、分岐ラインを設けて設置した。マニュアル時には、分岐ラインに放圧バルブを設け、系内が設定圧力より低下しないよう手動によりバルブを操作してサンプリングを実施した。一方、自動サンプリング装置は、分岐ラインに設けられた電磁流量弁とサンプル用ターンテーブルおよびこれらを操作する制御盤から構成され、電磁流量弁の開度すなわちサンプリング時の単位流量、分岐ラインのデッドスペースに残った流体を取り除くためのパージ時間、サンプリング時間、1回のサンプリング量、またこれらを組み合わせることによりサンプリング間隔などが設定できる。ターンテーブルには試験管が12本セットできるが、それぞれパージ用、サンプリング用の2本1組となるため、1回のセットによる採取試料数は6試料となる。また、試験管の容量の制限から1回の採水容量は、最大で16mlとした。

予備実験により、実験初期に化学的な変化が大きいことが判明していたため、採水は、実験初期には3～4時間毎、その後徐々に間隔を延ばし、実験後半には1日に1回の採水とした。

(4) 分析項目・分析方法

採種された試料の分析項目は、定常的にはNa、K、SiO₂であり、実験によりCa、Mgを分析項目に追加した。また、実験中の溶解カインेटイックさらには沈殿カインेटイックを評価する目的で、一部実験の一部試料についてはpH、Na、K、Ca、Mg、Cl、SO₄、HCO₃、CO₃およびSiO₂を分析した。

水試料の定常的な分析の方法は以下の通りである。

SiO₂：モリブデンブルー法による吸光光度測定法

Na、K、MgおよびCa：原子吸光法

また、一部試料の分析には、以下の分析方法を用いた。

Na、K：原子吸光法

Ca、Mg、SiO₂：ICP発光分光法

Cl、SO₄：イオンクロマト法

HCO₃、CO₃：TOC計法

3-7-4 室内反応実験結果

実験は、雄勝地点の花崗閃緑岩を用いて16回、肘折地点の花崗閃緑岩を用いて8回実施した。このうち、雄勝の花崗閃緑岩を用いて実験では、実験中の装置の故障により予定通りの期間実験を実施できなかったり、不具合により実験条件が変化し目的にあわな

いことがあった(表I-3-9の影付きの実験)。そのため、実験が比較的長期間継続することが可能でかつ実験条件通りの動作が確認できた、OGC-#2、#5、#6、#7、#9、#13、#14、#16およびHJR-#1、#2、#4～#8の計15回の実験結果について検討する。

ここでは、実験時の水試料のNa、Kの分析値の推移を単位流量(滞留時間)、試料サイズ(表面積)、温度、流体の性質の観点から考察する。

(1) 単位流量

流体のセル内での滞留時間、すなわち水と岩石の反応時間とNa、Kの溶出量の関係を検討するため、雄勝地点および肘折地点の花崗閃緑岩を用いて実験を実施した。試験No.は雄勝地点の試料についてはOGC-#5、#6および#7、肘折地点の試料についてはHJR-#4、#5および#6である(表I-3-9参照)。

各実験の流体のセル内の平均滞留時間は、OGC-#6、#7および#5で各々約6時間、4時間、3時間、HJR-#4、#5および#6では各々約5時間、2.5時間、1.7時間である。

OGC-#6、#7および#5のNaの挙動は、各実験時ともに最初に急激な濃度の減少の後、流量が1000ml前後から徐々に安定した値を示す。それぞれの最終的な平均濃度は7.9ppm、7.2ppm、6.4ppmであり、滞留時間が短くなるに従い濃度が低くなる傾向が認められる(図I-3-51(a))。Kの挙動はNaの挙動と同様に、各実験時ともに最初に急激な濃度の減少の後、流量が1000ml前後から徐々に安定した値を示すが、Naに比べてややばらつきが大きい。それぞれの最終的な平均濃度は4.6ppm、3.9ppm、3.8ppmであり、Naに比べて明瞭な差異は認められない(図I-3-51(b))。

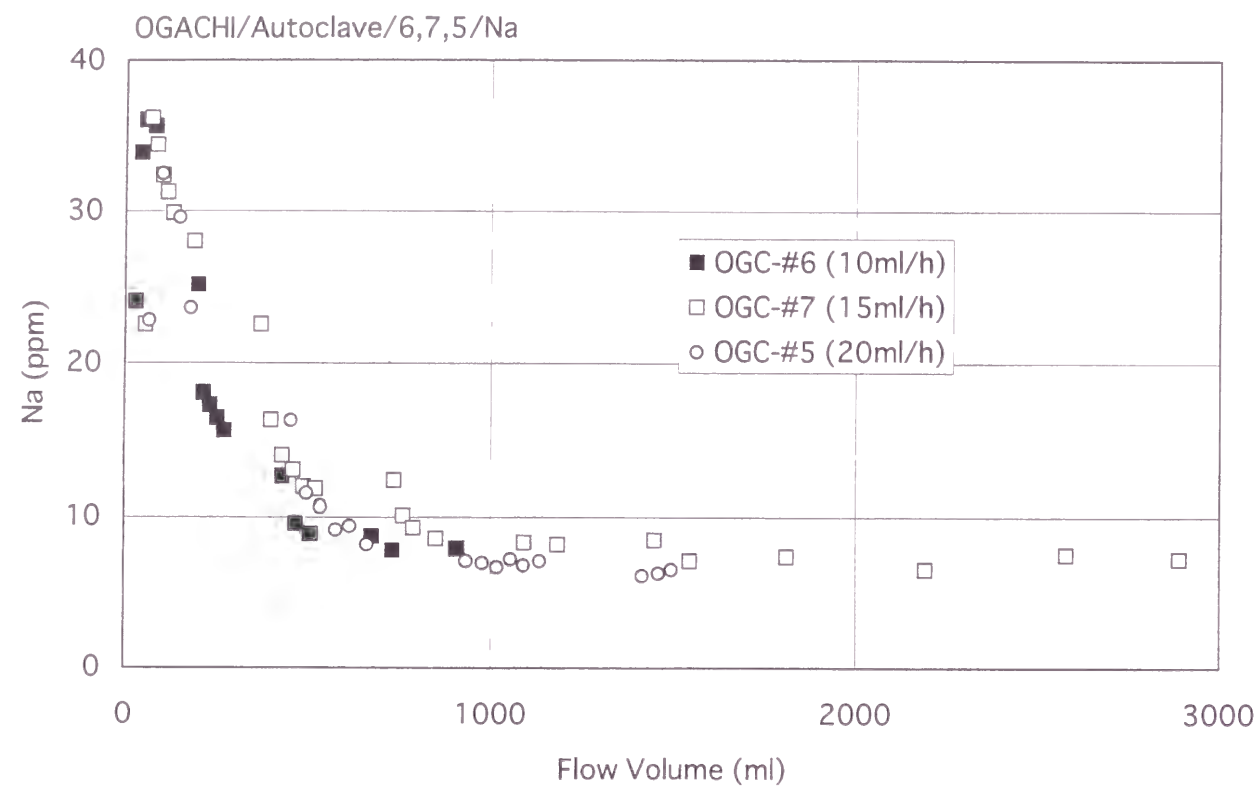
HJR-#4、#5および#6のNaの挙動は、HJR-#6を除けば、最初に急激な濃度の減少の後、流量が1000ml前後から徐々に安定した値を示す。HJR-#6はHJR-#5の実験に引き続いて実施したため、実験当初の急激な変化は認められない。Naのそれぞれの最終的な平均濃度は32.0ppm、29.3ppm、28.2ppmであり、差異が認められる(図I-3-52(a))。Kの挙動はNaの挙動と同様である。それぞれの最終的な平均濃度は17.1ppm、15.8ppm、15.9ppmであり、HJR-#4とHJR-#5および#6実験の間に若干の差異が認められる(図I-3-52(b))。

滞留時間がほぼ同様であるにも関わらず、OGC-#6、#7および#5のNaおよびKの溶出量はHJR-#4、#5および#6に比べて大きな値を示す(表I-3-10)。これはOGCシリーズの岩石試料サイズが5.725mmであるのに対してHJRシリーズのサイズが0.64mmと小さいことに起因していると想定できる。また、Naは滞留時間による溶出量の変化が明瞭に認められるのに対して、Kはその差異が明瞭に認められない。

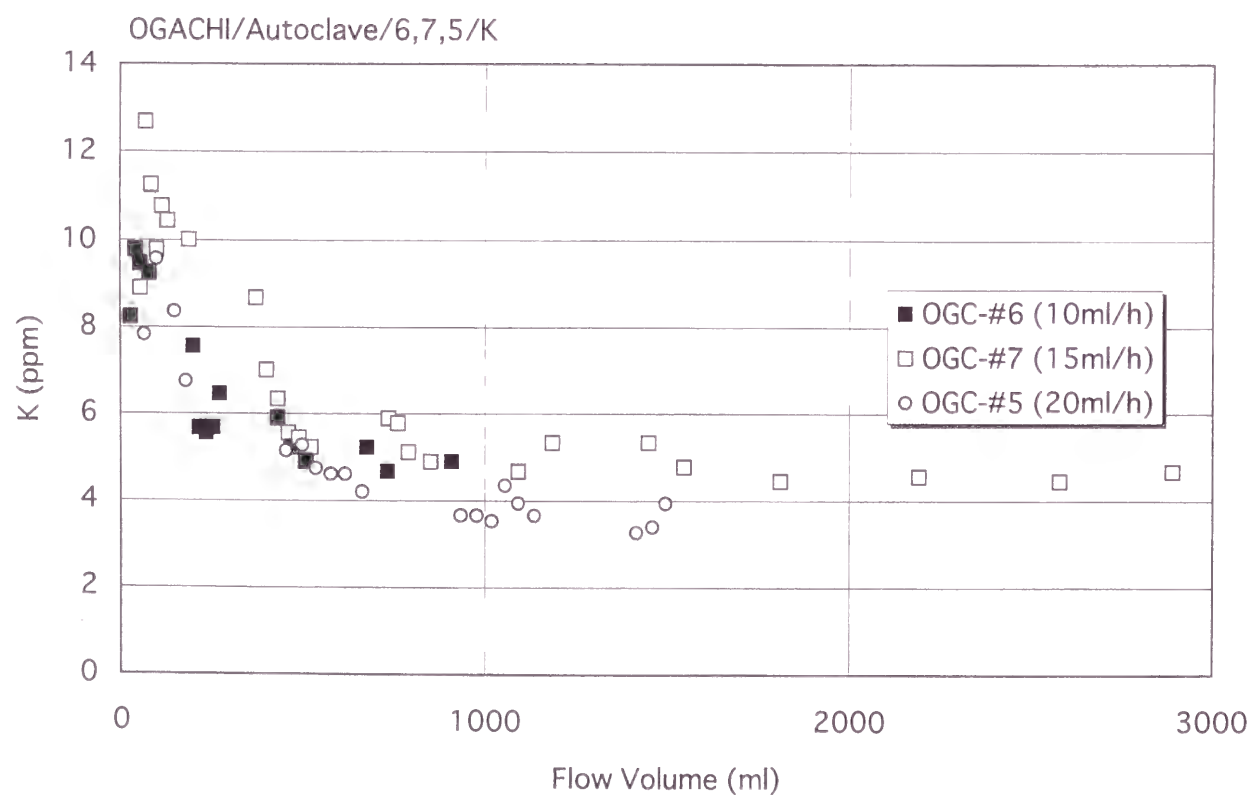
(2) 岩石試料のサイズ

岩石の試料のサイズ、ひいては岩石の反応表面積がNa、Kの溶出量に与える影響を評価する目的で、実験に供する岩石試料の粒径を変えて実験を行った。検討には、雄勝地点では、OGC-#6、#2、#9および#13、肘折地点では、HJR-#1、#2および#4を用いた。これら岩石試料の平均粒径は、OGC-#6、#2、#9および#13がそれぞれ5.725mm、3.3mm、1.515mm、0.603mmであり、HJR-#1、#2および#4ではそれぞれ3.3mm、1.315mm、0.64mmである(表I-3-9参照)。

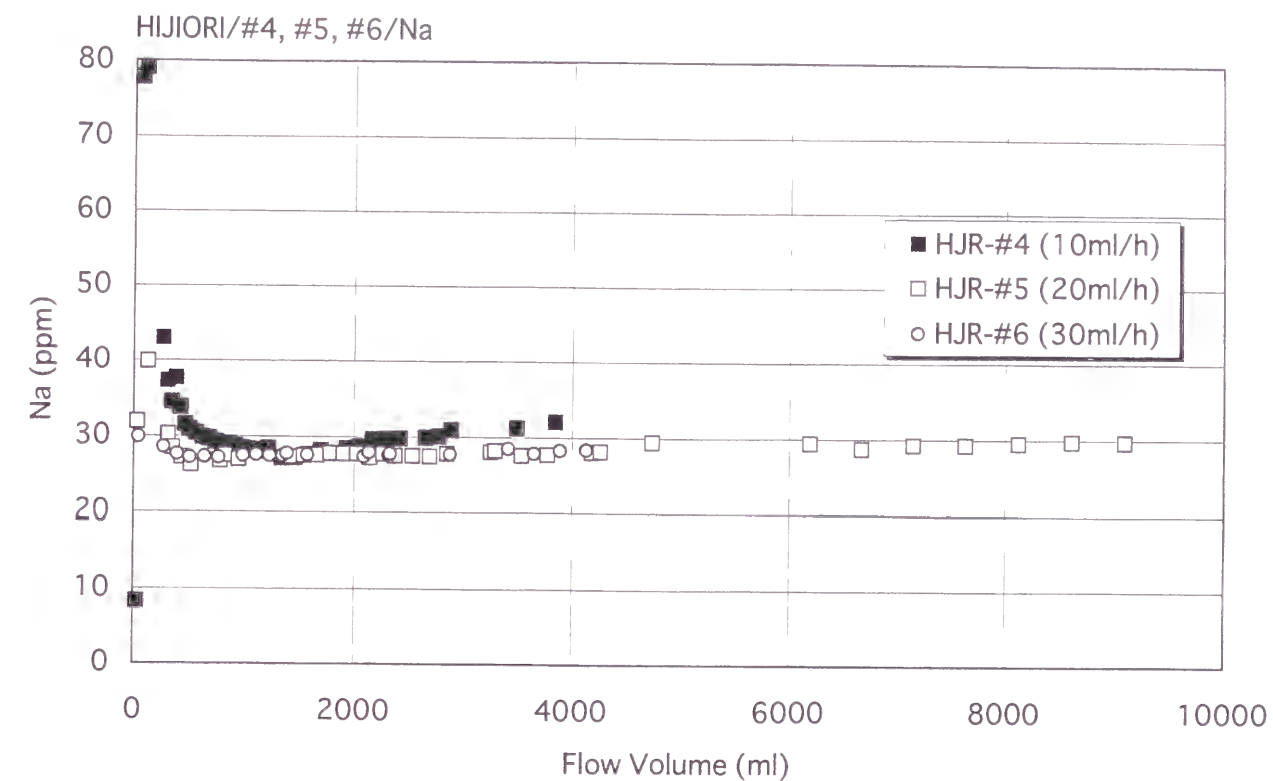
雄勝地点の岩石を用いた実験のNaの挙動は、上述の実験と同様に実験初期に急激な濃



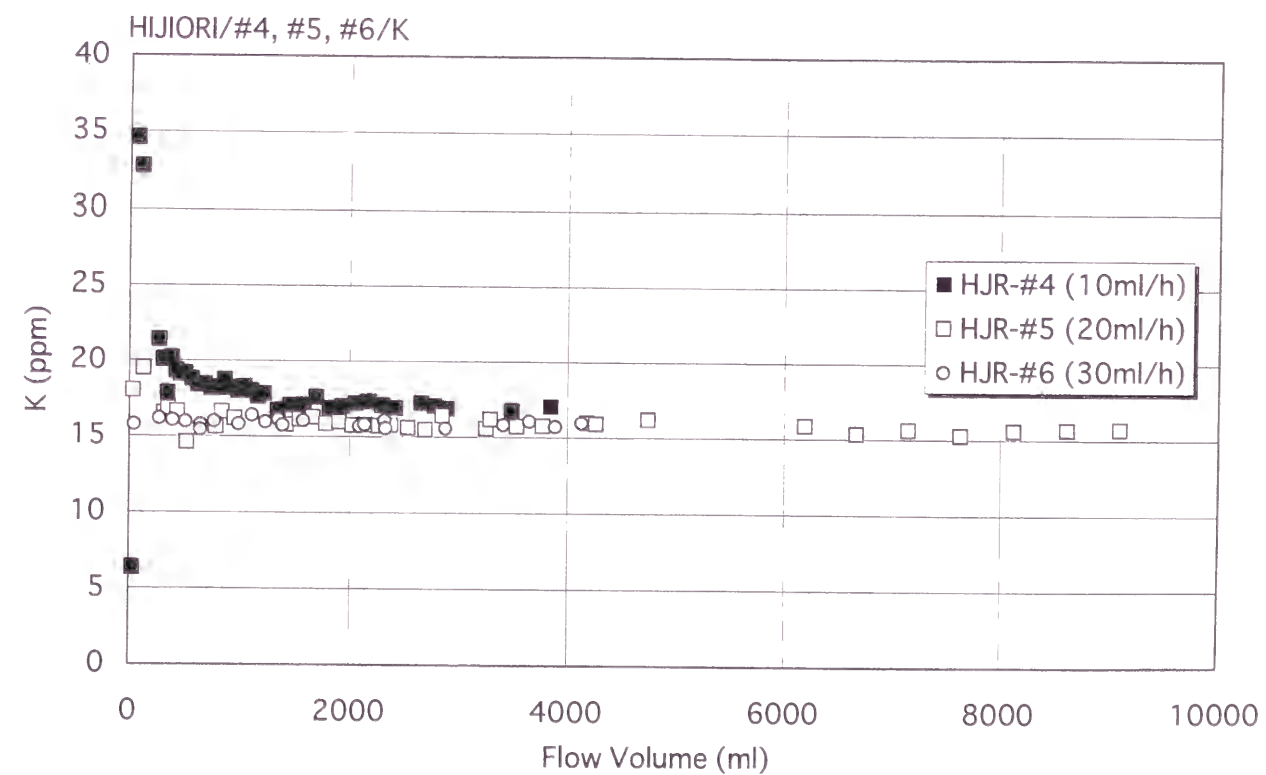
図I-3-51(a) 滞留時間の違いによるNa濃度（雄勝試料）



図I-3-51(b) 滞留時間の違いによるK濃度（雄勝試料）



図I-3-52(a) 滞留時間の違いによるNa濃度（肘折試料）



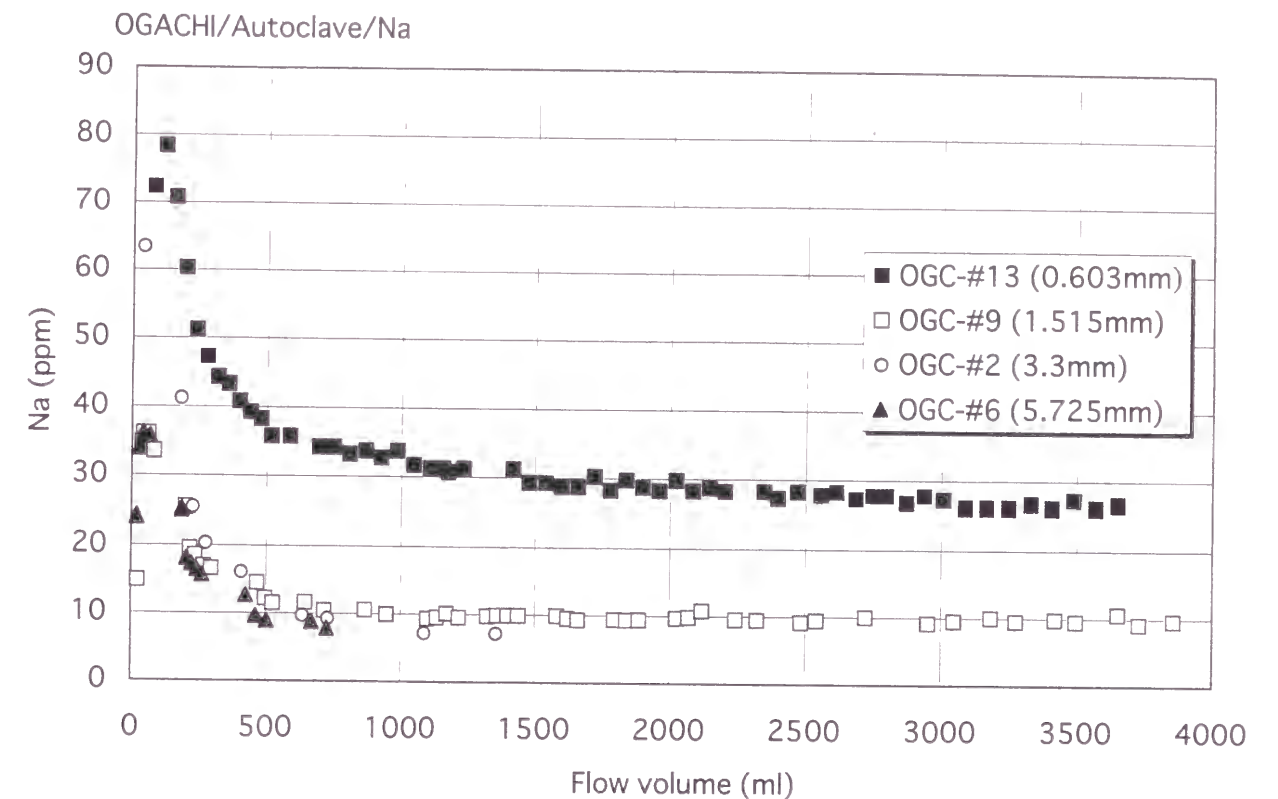
図I-3-52(b) 滞留時間の違いによるK濃度（肘折試料）

表I-3-10 水－岩石反応実験結果一覧表

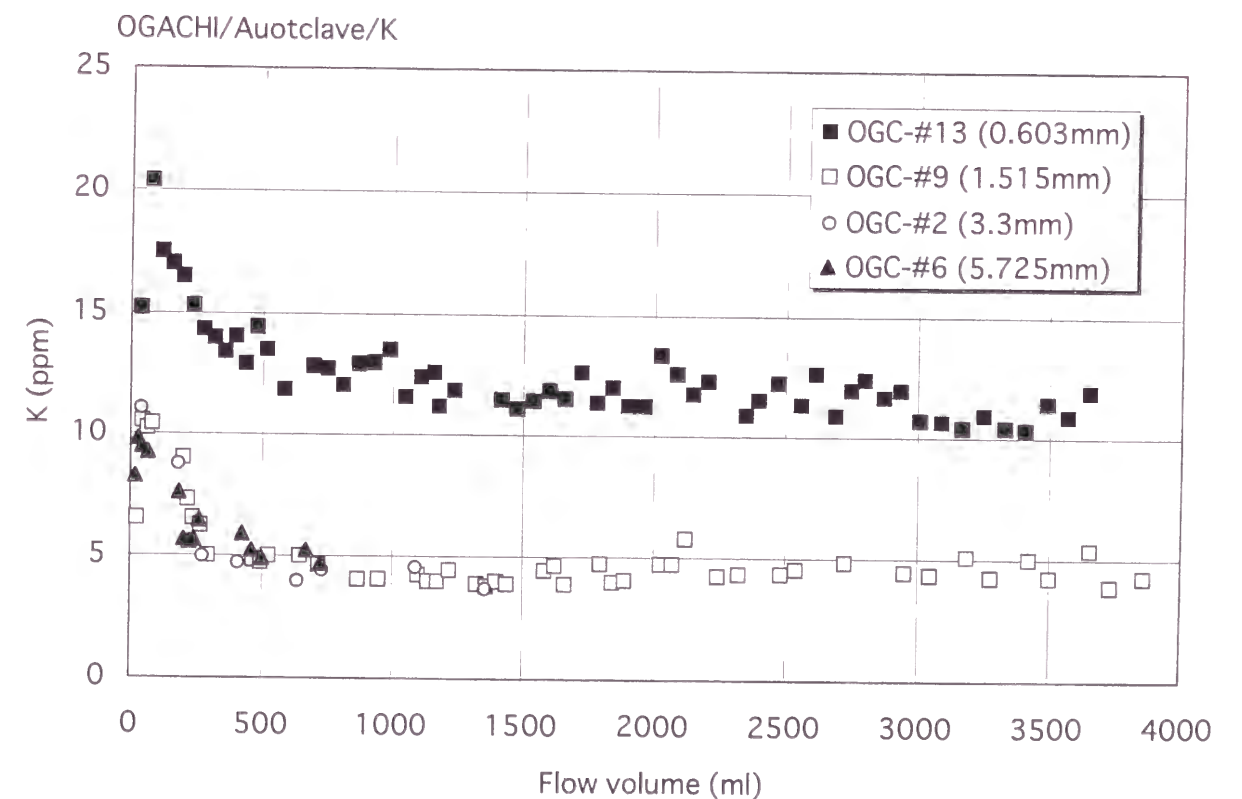
比較項目	実験名	条件	平均最終濃度	
			Na (ppm)	K (ppm)
滞留時間	OGC-#6	6 時間	7.9	4.6
	OGC-#7	4 時間	7.2	3.9
	OGC-#5	3 時間	6.4	3.8
	HJR-#4	5 時間	32.0	17.1
	HJR-#5	2.5 時間	29.3	15.8
	HJR-#6	1.7 時間	28.2	15.9
岩石試料サイズ	OGC-#6	5.725mm	7.9	4.7
	OGC-#2	3.3mm	7.2	4.2
	OGC-#9	1.515mm	9.8	4.5
	OGC-#13	0.603mm	26.7	11.4
	HJR-#1	3.3mm	13.4	13.2
	HJR-#2	1.315mm	27.6	14.2
	HJR-#4	0.64mm	32.0	17.1
温度	HJR-#4	240℃	32.0	17.1
	HJR-#8	200℃	15.0	6.0
	HJR-#7	150℃	10.0	3.1
流体の性質	OGC-#14	河川水	32.4	14.1
	OGC-#16	蒸留水	24.3	6.5

度の減少があり、流量がおおよそ1000mlから安定した値を示すようになる。OGC-#6、#2、#9および#13それぞれの最終的な平均濃度は6.9ppm、7.2ppm、9.8ppmおよび26.7ppmであり（図I-3-53(a)）、粒径が小さくなる（表面積が大きくなる）に従い、濃度も高くなる傾向が認められる。Kの挙動もほぼNaと同様であるが、安定期の値のばらつきがNaに比べて大きい。それぞれの最終的な平均K濃度は4.7ppm、4.2ppm、4.5ppmおよび11.4ppmである（図I-3-53(b)）。

肘折地点の岩石を用いた実験のNaの挙動は、上述の実験と同様に実験初期に急激な濃度の減少があり、流量が800から1000ml時点で安定した値を示すようになる。HJR-#1、#2および#4それぞれの最終的な平均濃度は13.4ppm、27.6ppmおよび31.5ppmであり、雄勝試料と同様に粒径が小さくなる（表面積が大きくなる）に従い、濃度も高くなる傾向



図I-3-53(a) 岩石試料サイズの違いによるNa濃度（雄勝試料）



図I-3-53(b) 岩石試料サイズの違いによるK濃度（雄勝試料）

が認められる（図I-3-54(a)）。Kの挙動もほぼNaと同様である。Kのそれぞれの最終的な平均K濃度は13.2ppm、14.2ppmおよび17.1ppmであり、同様に粒径が小さくなるに従い、若干ではあるが濃度も高くなる傾向が認められる（図I-3-54(b)）。

以上のように、雄勝、肘折両地点の試験ともに、一般的な傾向として粒径の小さい試料ほど、Na濃度は高くなるが、K濃度ではNaに比べるとその傾向が乏しい（表I-3-10）。

（3）温度

貯留層内の温度が、水－岩石反応によるNa、Kの溶出量に与える影響を評価する目的で、肘折地点の岩石試料を用いて、温度以外は同条件でHJR-#7（150℃）、HJR-#8（200℃）、HJR-#4（240℃）の異なる温度の3シリーズの反応実験を実施した。

温度とNaの溶解量の関係を図I-3-55(a)に、Kの溶解量との関係を図I-3-55(b)に示す。両者の関係ともに、HDR-#4およびHDR-#7では、実験初期にNaおよびKの濃度が急激に上昇するのに対して、HJR-#8ではNaおよびKの濃度は実験初期よりほぼ安定した濃度を示している。これは、HDR-#4およびHDR-#7シリーズの実験がそれぞれ新しい岩石試料を設置後に実験を開始したの対し、HJR-#8シリーズはHJR-#7シリーズに引き続き温度を変化させて継続していることに起因すると考えられる。Naの溶解量に関しては、HJR-#7では流量が4000ml、HJR-#8では流量が3000ml、HJR-#4では流量が2000mlを越えた時点からほぼ安定した濃度を示すようになる。Kの溶解量に関してもNaとほぼ同様に、HJR-#7では流量が4000ml、HJR-#8では流量が2000ml、HJR-#4では流量が1200mlを越えた時点からほぼ安定した濃度を示すようになる。

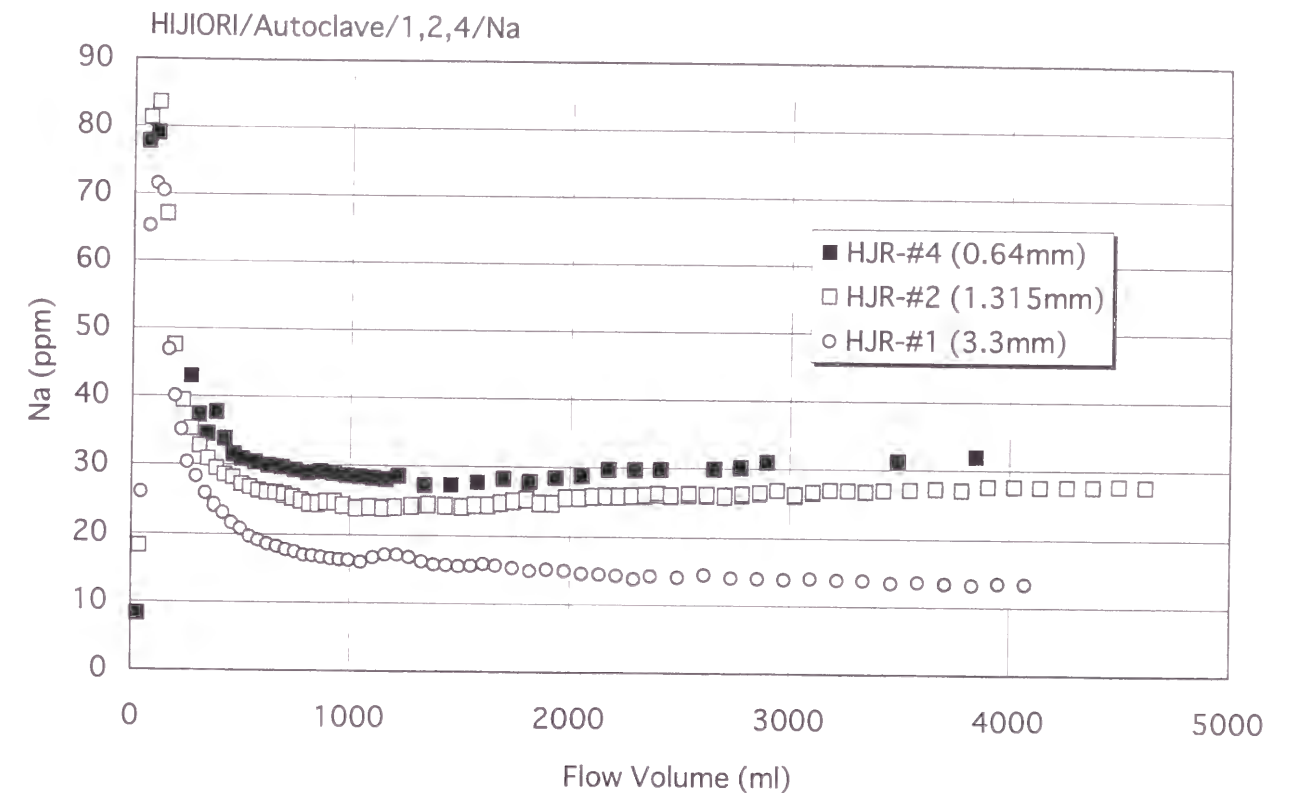
これらの安定した濃度をそれぞれ溶解量とすると、温度と溶解量の関係は他の条件に比べて顕著であり、NaおよびKでは温度が高いほうが溶解量が大きい値を示す。すなわち、Na溶解量は、150℃で10.0ppm、200℃で15.0ppm、240℃で32.0ppmであり、Kの溶解量は、150℃で3.1ppm、200℃で6.0ppm、240℃で17.0ppmとなっている（表I-3-10）。

（4）流体の性質

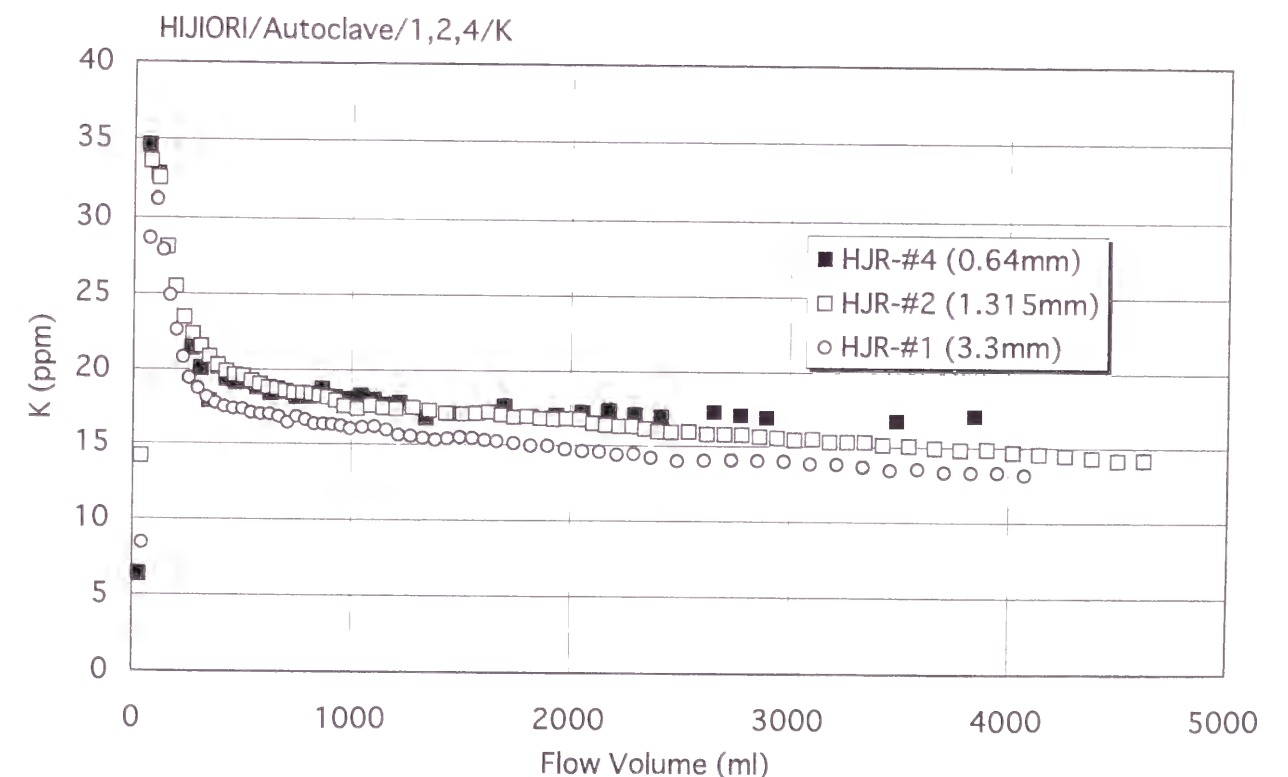
流体の性質がNa、Kの溶出量に与える影響を評価する目的で、実験に供する流体に雄勝地点の注入水、すなわち河川水を使用し、蒸留水での実験と比較、検討した。検討には、OGC-#14およびOGC-#16を用いた（表I-3-9参照）。なお、OGC-#16では、実験途中に装置の不具合が生じ、積算流量で2500mlおよび6100ml時点でポンプが停止したため、その影響によりNaおよびK濃度のスパイク状の上昇が認められる。

Naの挙動は両実験ともに初期の急激な増加とその後の減少の後、おおよそ流量が3000mlではほぼ安定した値を示すようになる。OGC-#14およびOGC-#16それぞれの最終的な平均濃度は32.4ppm、24.3ppmである（図I-3-56(a)）。

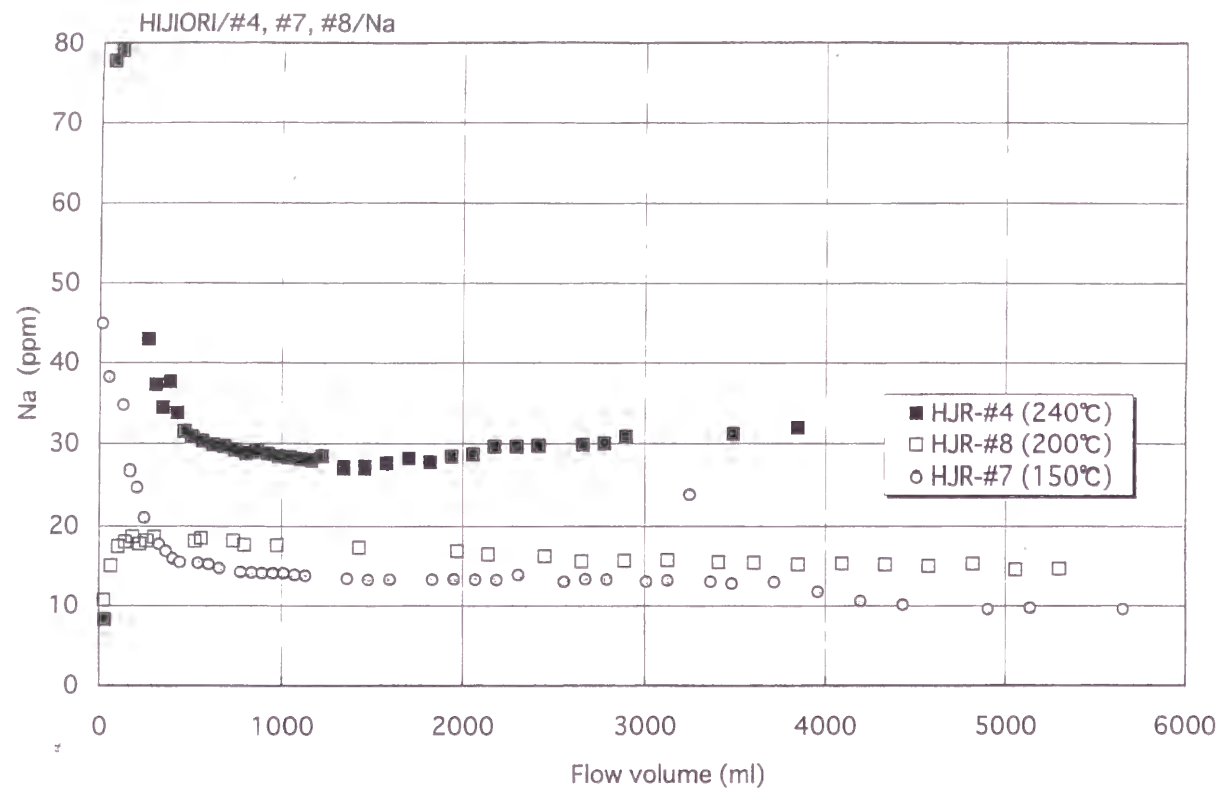
Kの挙動はOGC-#16ではNaとほぼ同様の傾向を示すのに対し、OGC-#14では若干異なる。すなわち、初期に急激な増加およびその後の減少の後1500mlまでは増減を繰り返す。その後も徐々に濃度が減少し、積算流量で約4000から5000mlで安定した値を示す。OGC-#14およびOGC-#16それぞれの最終的な平均濃度は14.1ppm、6.5ppmである（図I-3-56(b)）。



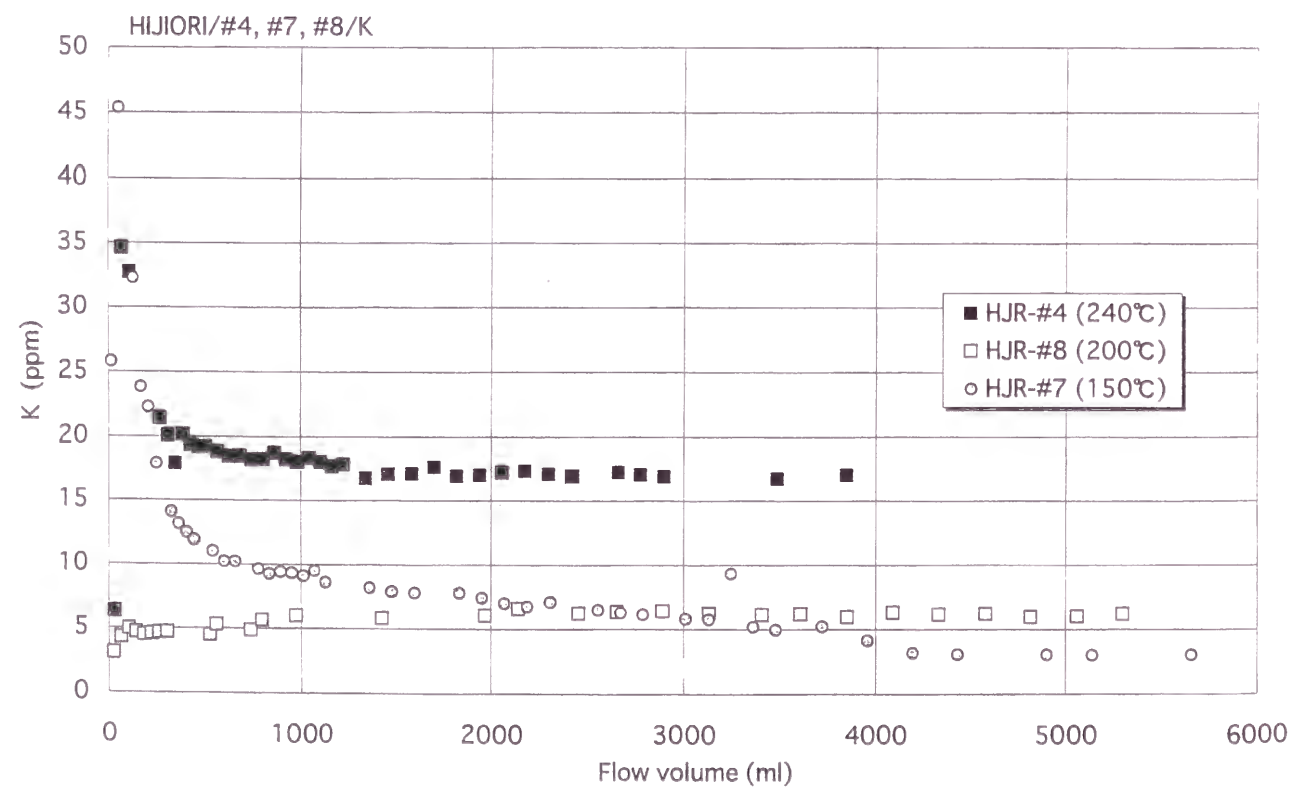
図I-3-54(a) 岩石試料サイズの違いによるNa濃度（肘折試料）



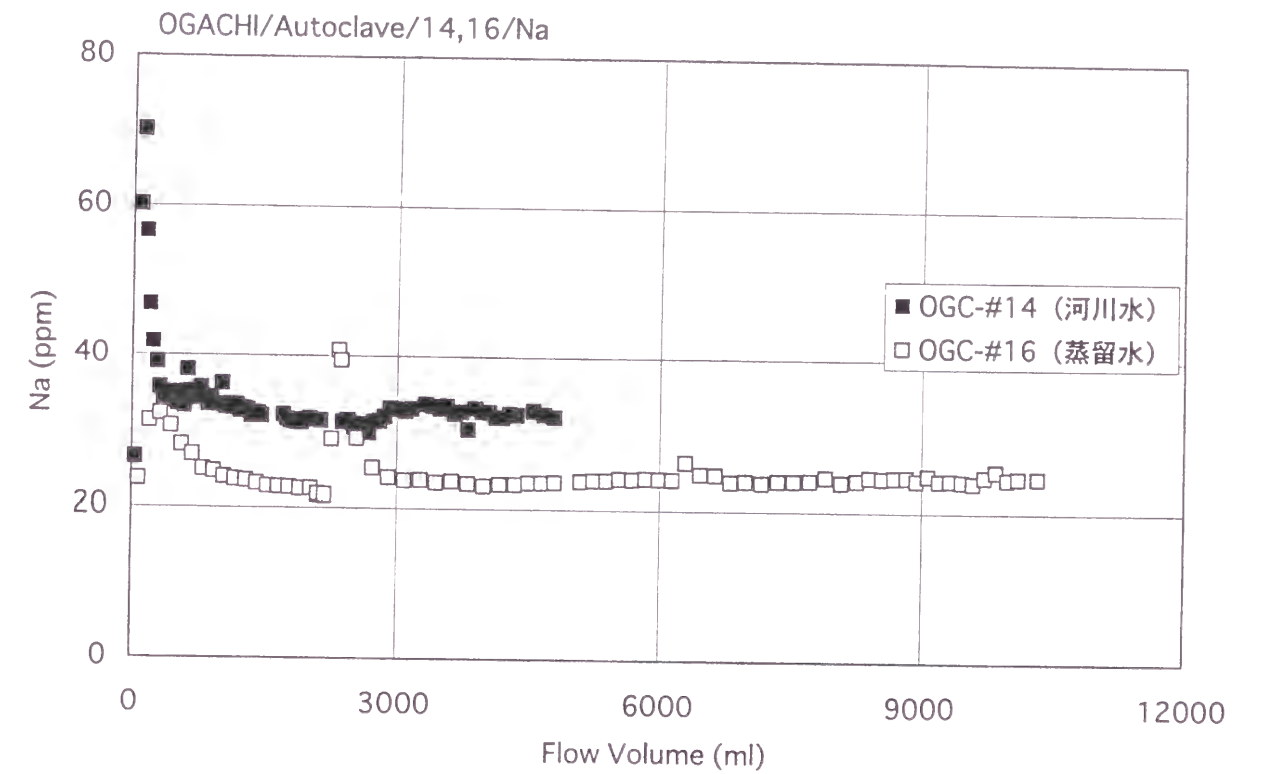
図I-3-54(b) 岩石試料サイズの違いによるK濃度（肘折試料）



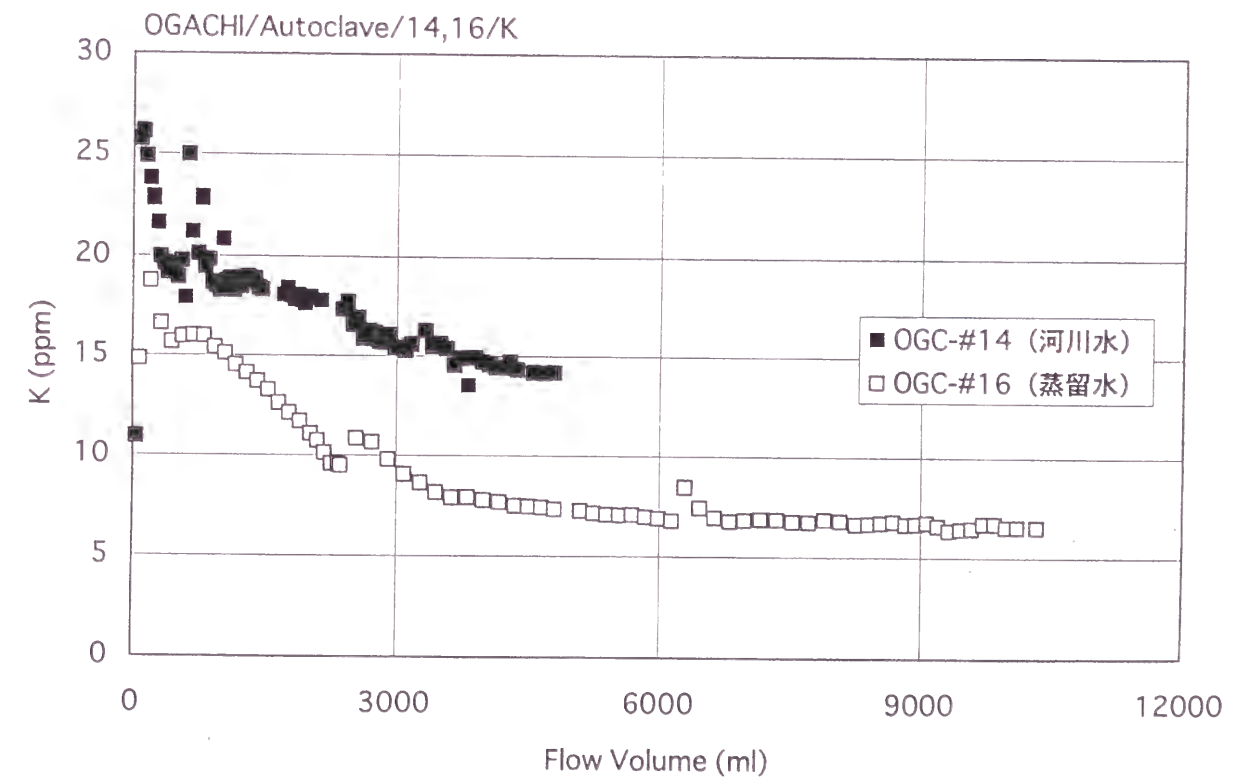
図I-3-55(a) 温度の違いによるNa濃度（肘折試料）



図I-3-55(b) 温度の違いによるK濃度（肘折試料）



図I-3-56(a) 流体の性質の違いによるNa濃度（雄勝試料）



図I-3-56(b) 流体の性質の違いによるK濃度（雄勝試料）

NaおよびKの分析値共に、OGC-#14がOGC-#16に比べて大きな値を示している。OGC-#14に使用した雄勝地点の河川水のNaおよびKの初期濃度は、それぞれ7.2、1.2ppmであり、この点を考慮するとNaはほぼ同様の溶解量であるのに対し、Kの溶解量は蒸留水に比べて河川水を使用した場合大きくなることが明らかとなった。

3-7-5 貯留層表面積の評価

(1) 岩石試料の比表面積およびA/M比

実験に供した岩石試料は、実験条件の項で述べた通り、岩石を粉砕した粒状体および粉状体を使用した。粒径の小さい試料の表面積を測定する方法として、アルゴンガスを鉱物粒子表面に吸着、脱着させることにより、比表面積を測定するBET法がある。今回実験に供した試料については、柴田化学器械工業株式会社のASA-2000型自動表面積測定装置（BET法）で測定を行った。しかしながら本装置では、粒径が0.1mm単位の比表面積の小さい試料は測定が不可能であった。このため、表面積は幾何学形状法、すなわち、試料を球形と仮定して比表面積を算出した。この方法によって求められた雄勝地点のOGC-#6、#2、#9および#13、肘折地点のHJR-#1、#2および#4 試料の比表面積は表I-3-11に示す通りである。

求められた各実験時の岩石試料の表面積とセル内で岩石と反応する流体の容量を用いてA/M比、すなわち液相と反応する岩石の表面積と反応に寄与する液相の重量の比を求めた（表I-3-11）。

(2) 貯留層岩石の溶解速度定数

貯留層を構成する岩石の溶解速度定数を求め、さらにA/M比と速度定数の関係を求めるために、図I-2-2を用いて検討した。検討に用いた実験点は、OGC-#5～OGC-#7およびHJR-#4～HJR-#6のそれぞれ最終的に安定した濃度である。なお、OGCシリーズのA/M比は $0.78\text{m}^2/\text{kg}$ 、HJRシリーズのそれは $9.28\text{m}^2/\text{kg}$ である。

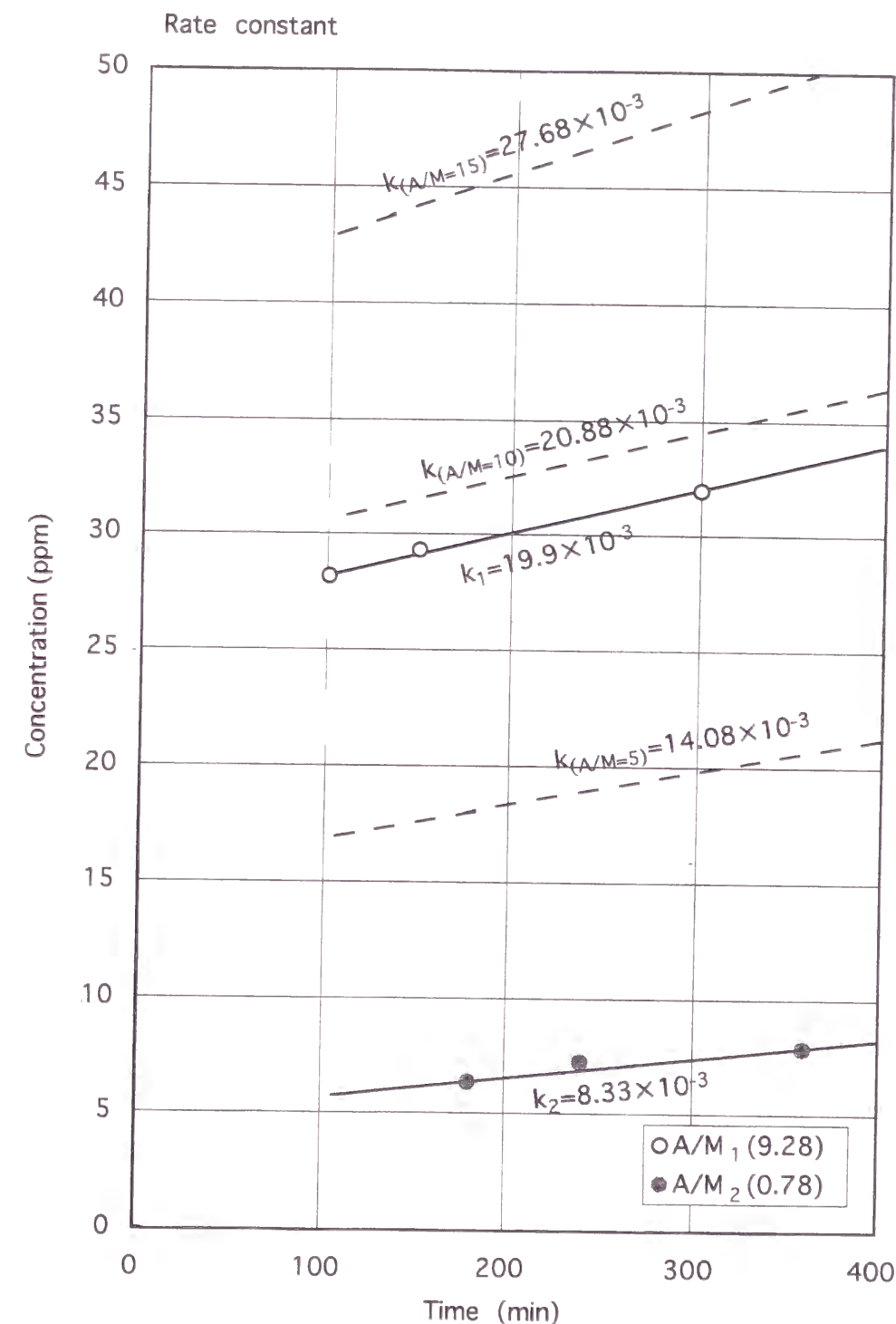
K農奴に関しては、滞留時間による溶解濃度の差が認められないことが多く、このため溶解速度定数を求めることができなかったため、今回の検討からは除外した。

Na濃度に関しては、それぞれのシリーズの実験点は、縦軸、横軸ともに実数の場合直

表I-3-11 実験に用いた岩石試料の比表面積

試験名	岩石資料				水と岩石の比率				
	岩石名	篩別	平均粒径 (mm)	重量 試験前 (g)	試料個数 (個/g)	比表面積*1 (計算値) (m^2/g)	全表面積 (m^2)	セル内の 水量 (l)	A/M比 (m^2/l)
OGC-#2	花崗閃緑岩	#4>X>#9	3.325	153.23	20.67	0.0007	0.11	0.050	2.23
OGC-#6	"	6.7mm>X>#4	5.725	141.59	3.20	0.0003	0.05	0.060	0.79
OGC-#9	"	#9>X>#14	1.515	128.92	141.75	0.0010	0.13	0.062	2.15
OGC-#13	"	#20>X>#35	0.603	157.21	2550.27	0.0029	0.46	0.051	9.10
HJR-#1	"	#4>X>#9	3.325	149.96	21	0.0007	0.11	0.052	2.07
HJR-#2	"	#9>X>#20	1.340	151.37	319	0.0018	0.27	0.054	5.05
HJR-#4	"	#20>X>#30	0.640	156.66	2305	0.0030	0.46	0.050	9.29

線に近似できることから、これらの反応は0次反応であると推定される。ただし、OGCシリーズ、HJRシリーズ共にこれらの直線は原点を通らず、短時間の間には、異なる現象が起きている可能性がある。限られた反応時間内でのそれぞれのシリーズの反応速度定数は、OGCシリーズ（A/M比： $0.78\text{m}^2/\text{kg}$ ）で $8.3 \times 10^{-3} \text{ppm}/\text{min}$ 、HJRシリーズ（A/M比： $9.28\text{m}^2/\text{kg}$ ）で $19.9 \times 10^{-3} \text{ppm}/\text{min}$ と求めることができる（図I-3-57）。



図I-3-57 溶解速度定数とA/M比の関係

速度定数kはA/M比に比例して変動すると仮定すると、この関係は便宜上以下の式で与えることができる。

$$k(\text{ppm}/\text{min}) = 0.00136(A/M) + 0.00728 \quad (\text{I.3.17})$$

前述のように、これらの反応は特定の時間内においては0次反応として取り扱うことが可能であり、これらの実験から求められる250℃でのNaの溶解濃度Cは以下の式で与えられる。

$$C = kt + 2.48(A/M) + 2.97 \quad (\text{I.3.18})$$

この(II.4.2)式に(II.4.1)のkを代入することにより、溶解濃度Cは反応時間tとA/M比の関数として与えることができ、同様にA/M比は、溶解濃度Cと反応時間tとの関数として、以下の様に与えることが可能となる。

$$A/M = \frac{C - (0.00728t + 2.99)}{0.00136t + 2.48} \quad (\text{I.3.19})$$

(3) 貯留層表面積の推定

A/M比を求めるためには、各貯留層内での流体の反応時間（滞留時間）を知る必要がある。また、求められたA/M比から表面積を求めるためには、貯留層内の水の量を知る必要がある。雄勝地点に関するこれらのデータは7章で述べたトレーサテストによって評価することが可能である。また肘折地点のトレーサデータに関しては、松永他（1989）、松永他（1990）、Matsunaga et al. (1995)、資環研（1996）を参考にした。ここでの貯留層表面積の推定は、トレーサテストによってこれらのデータが求められている貯留層もしくは年次に限り実施する。

前述の(I.8.3)式を用いて、雄勝および肘折貯留層の表面積を推定した（表I-3-12）。肘折地点の上部貯留層の表面積は、 $1200 \times 10^3 \text{m}^2 \sim 3300 \times 10^3 \text{m}^2$ の範囲にあり、経時的には徐々に小さくなる傾向にあること、個々の貯留層に関してはSKG-2～HDR-1、SKG-2～HDR-2、SKG-2～HDR-3の順に貯留層表面積が小さくなることが推察される。下部貯留

表I-3-12 貯留層の表面積

地点	年度	注入井	生産井	トレーサテスト結果		Na溶解量 (ppm)	A/M比 (m^2/kg)	表面積 (m^2)
				モード体積	滞留時間			
				(l)	(min)			
肘折上部	1988	SKG-2	HDR-1	74000	460	145	44.65	3304009
	1989	SKG-2	HDR-1	70000	1260	171	37.88	2651327
		SKG-2	HDR-2	50000	180	91	31.82	1590935
	1991	SKG-2	HDR-1	60000	450	157	48.75	2924981
		SKG-2	HDR-2	36000	126	140	51.33	1847858
		SKG-2	HDR-3	25700	72	127	47.90	1231065
肘折下部	1995	HDR-1	HDR-2	100000	360	148	47.95	4794895
雄勝	1994	注入井	生産井	280000	4080	218	23.08	6462501
	1995	注入井	生産井	135000	1140	210	49.30	6655905
	1997	注入井	生産井	138000	2520	200	30.25	4173837

層に関しては、データが不足して詳細は不明であるが、下部貯留層に比べて若干大きな値を示す。雄勝貯留層の表面積は $4200 \times 10^3 \text{m}^2 \sim 6600 \times 10^3 \text{m}^2$ の範囲にあり、肘折の3つの貯留層を合わせた表面積とはほぼ同様の値を示す。また、1997年の実験での表面積が急激に減少していることが推察される。

3-7-6 求められた貯留層表面積の検証

ここでは、他の手法によって間接的に貯留層の割れ目の表面積が求められている肘折地点において、地化学的手法により求められた貯留層の抽熱面積と間接的に求められた割れ目の表面積を比較することにより、地化学的手法により求められた貯留層抽熱面積の妥当性について検証する。

Tezuka et al.(1998)は、肘折貯留層の割れ目を坑井周辺についてはコア調査や坑内検層の結果から決定論的手法を用い、坑井周辺については周辺の地質調査結果に基づき統計学的手法を用い総合的にモデル化している。この割れ目モデルによれば、肘折の坑井を中心とした花崗岩中の割れ目の面積は、1km立方の範囲で概ね $1.79 \times 10^8 \text{m}^2$ と算出される。肘折地点で1991年に実施された上部貯留層を介した循環試験時のAEモニタリングによるAEの3次元の分布域（Sasaki, 1998）は概ね $1\text{km} \times 0.5\text{km} \times 0.3\text{km}$ であり 0.15km^3 と見積もることができる。この結果から、循環試験時のAEの観測できる範囲での割れ目の総面積は概ね $2.55 \times 10^7 \text{m}^2$ と算出することができる。

一方、地化学的な手法からは1991年循環試験時の抽熱面積は $6.0 \times 10^6 \text{m}^2$ と算出される。本手法による抽熱面積は、Tezuka et al.(1998)により求められた面積に比べて約1/4程度となっているが、これはTezuka et al.(1998)が全割れ目を評価しているのに対して、本手法ではこれら割れ目のうち流体が通過する割れ目の全面積を評価していることに起因するものと推定できる。全割れ目の1/4に流体が流れているか否かについて評価するのは困難であるが、両者は概略は整合した値であると評価できる。

4. まとめと今後の課題

4-1 まとめ

地化学的な手法を利用して、新しい地熱システムである高温岩体地熱の貯留層の各種特性評価手法を改良、開発し、その手法を高温岩体発電の実験場である雄勝、肘折両地点に適用した。

その成果は概ね以下のようにまとめることができる。

(1) 高温岩体の貯留層内では、化学的な見地から混合（移流分散）と水-岩石反応という2つの現象が生じていることを明らかにした。

高温岩体の貯留層に圧入された地表水は貯留層内で (a) 地下に賦存する塩濃度の高い地層水と混合し、さらに (b) 地下の温度、圧力や種々の条件の下で貯留層母岩との間で短時間に反応し、それぞれの過程で種々の化学種が付加され、また一部では沈殿を生じ、その後地表へと湧出する。また、混合を評価する指標としては、Clや酸素、水素同位体が、反応を評価する指標としては、Na、K、 SiO_2 が有効であることを明らかにした。

(2) 複数貯留層の割れ目の体積を評価する手法を考案し、現地に適用した。

複数の貯留層を介したトレーサテストで得られるトレーサ応答カーブには個々の貯留層に対応したカーブが伏在していることから、数値解析により個々の貯留層に対応する応答カーブに分離した。そして統計学的手法を用いて分離された応答カーブを解析することにより、貯留層の割れ目に起因する間隙の総体積などの特性を評価する手法を確立した。また、本手法を雄勝地点に適用し、貯留層の体積や分散の経時変化などを明らかにした。

(3) 地化学的な手法による貯留層の表面積の評価手法を適用した。

国内におけるもう一方の高温岩体のテストサトである肘折地点の貯留層内には、非常に塩濃度の高い流体が賦存している。これに対し注入する地表水は濃度が低い。この観点から、化学成分濃度の低い地表水をトレーサとして見なし、貯留層内に賦存する地層水の化学成分の内、混合（移流分散）の指標成分であるCl濃度の逆数すなわち地表水の影響の推移をトレーサの応答カーブと見なすことにより、循環初期の貯留層体積を求める手法を適用した。また、併せて実施されたトレーサテストの結果から、本手法の適用性について検討した。

(4) 地化学的な手法による貯留層の表面積の評価手法を開発し、雄勝、肘折両地点に適用した。

地下に注入された地表水は、貯留層内で岩石と反応する。注入された水は地下での滞留時間が短いゆえに、反応の指標となるNa、Kなどの化学種の溶解量は平衡に達していない。水-岩石反応による溶解速度は、地下の条件や流体の液性、流体の滞留時間さらに反応に寄与する割れ目の面積と水の量との比（岩石/水比）に依存する。

このような観点から、現実の貯留層を模擬できる貫流式の反応実験装置を開発し、この装置を用いて貯留層の温度、圧力、流体のpH、流体の岩石との反応時間、岩種などを実際と同条件にし岩石/水比を変化させる実験を行うことにより、限られた条件下での岩石/水比と溶解速度との関係を明らかにした。さらに、現地での循環中の生産水の化学成分濃度のうち反応により寄与された溶解量を評価した。これら実験室と現地でのデータから、現地貯留層の岩石/水比を推定すると共に、トレーサテストにより推定された貯留層体積、すなわち貯留層の間隙中の水の体積をもとに貯留層内の岩石の表面積すなわち熱交換面積を推定する手法を開発した。

本手法を雄勝および肘折地点に適用し貯留層の抽熱表面積を評価するとともに、肘折地点においては他の手法によって推定される表面積と比較することにより、本手法の妥当性を検証した。

4-2 今後の課題

これまでの研究で明らかとなった問題点や、実用化に向けて解明すべき課題を以下に今後の課題としてまとめる。

(1) 貯留層内での挙動解明

- ・貯留層内での挙動を解明する際には、貯留層内にもともと賦存される地層水（既存熱水）の化学組成を把握する必要がある。現状では、各種の試験によって貯留層内では、流体の置き換えが起こっているものの、循環前の化学組成を正確に把握するためには、孔内でのサンプリングを行い、より正確な流体の化学組成を把握する必要がある。
- ・複数の貯留層が存在する場合、個々の貯留層での流体の挙動が異なることが考えられ、この観点からも原位置サンプリング装置を用いて、個々の貯留層に相当するフィードポイントからの採水が必要となる。

(2) トレーサテストによる規模評価

- ・貯留層の特性評価を行うには、貯留層全体で評価する必要はもとより、貯留層を構成する個々の流路について評価する必要がある。この観点からは、個々の流路を詳細に評価するための、数値解析手法を開発し、より詳細な流路毎の特性評価を行う必要がある。
- ・トレーサテストは、貯留層の規模のみならず、貯留層の熱特性を評価できる可能性がある。すなわち熱反応性トレーサを用いた貯留層特性評価である。この技術は、緒に就いたばかりであるが、フルオレセイン等の熱反応性トレーサを組み合わせた熱特性評価を今後進める必要がある。

(3) 貯留層表面積評価

- ・貯留層評価のための室内実験は、現状ではその基礎的なデータを取得したに過ぎない。今後、現地の環境により近い条件で実験データを増やすことにより、より正確な評価を目指す必要がある。
- ・本手法で求められた貯留層表面積については、その妥当性の検討が未着手の雄勝貯留層について、規模の妥当性を他の手法により検証する必要がある。
- ・本手法で求められた表面積に関する情報を考慮することができるシミュレーション手法を開発することにより、より高精度な熱抽出および与寿命評価を目指す必要がある。

Ⅱ．地中ガス調査システムの 構築に関する研究

Ⅱ．地中ガス調査システムの構築に関する研究

1．はじめに

1-1 研究の背景

日本は火山国であり、その地下には莫大な地熱エネルギーが埋蔵されており、浅部および深部地熱のエネルギーは発電量換算で65000MWe・30年と評価されている（金原、高橋、1997）。日本では、地熱エネルギーは古くから温泉として直接的に利用されてきたが、戦後からは発電に利用されるようになってきており、現在ではその発電量は約50万kwとなっている。地下に埋蔵されている地熱エネルギーを効率的に利用するには、その分布位置を正確に把握するための探査技術が要求される。地熱エネルギーを探査する際には大きく2つの観点、すなわち熱源の位置および規模、媒体である流体の入れ物となる貯留層の位置および規模について調査が行われる。開発当初は、地熱貯留層として透水性の高い地層が有力であると考えられていたが、調査が進むにつれて地熱貯留層の多くは岩体中に発達する断裂に起因することが明らかになってきた。このような観点から、流体の入れ物としての貯留層の分布や熱源も含めた地熱構造を探査するために、地質調査、物理探査と併せて地化学調査が実施されてきている。

地化学調査は当初鉱床探査の有力な手法として、アメリカさらにはソ連やスカンジナビア諸国において1930年代を境に精力的に行なわれるようになってきた。本探査のサンプルは土壌、岩石および沢水であるが、これに対してガスを指標とした地化学探査は、1960年代に入りその分析精度の飛躍的な向上を受けて、精力的に行なわれるようになってきた。特に1966年にソ連で起こったタシケント地震と地下水のラドンガスとの関連が知られるようになったことを契機として、地震予知や地震の引き金になる活断層と地中ガスとの関係に関する研究が活発に行われるようになってきている。また1970年代になって、地熱源探査に関しては、特に熱構造を支配する断裂系と地中ガスの関係についての研究が行われ、現在では地熱源探査には欠くことの出来ない、重要な探査の一手法と位置付けられる様になってきている。

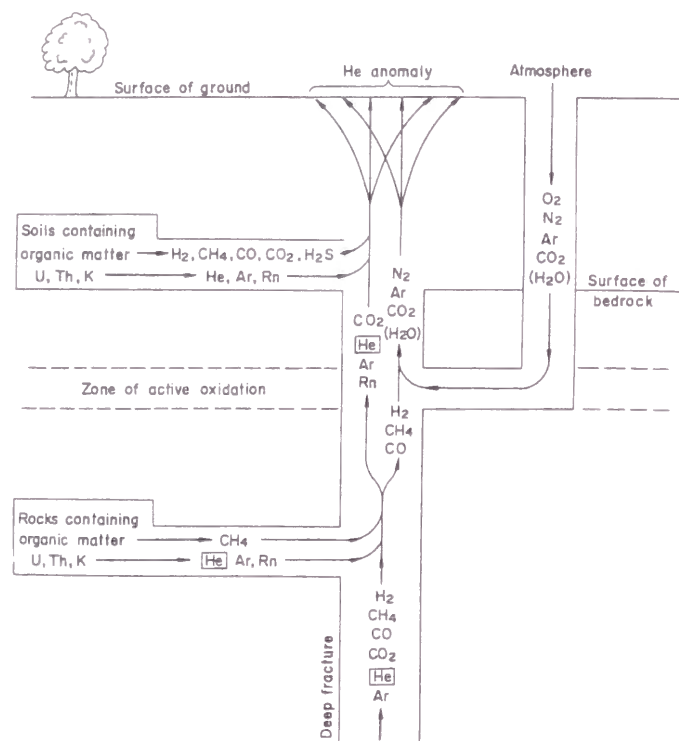
地中ガスは、a) 地下深所から上昇してきたもの、b) 岩石や土壌中で、U、Th、K等の放射崩壊により生ずるもの、c) 大気に由来するもの、d) 植物や微生物に関係するものが混在している（図Ⅱ-1-1）。いずれの場合も地中ガスは主として断層・破碎帯などの断裂系を通路として地表に出てきており、地表で地域的なガス組成の変化を調べることでより地下での断裂系を推定することが可能となる。

本研究では、種々の地中ガスを同時に採取・分析し、総合的に解釈することを目的とした総合的な地中ガス調査システムを構築するとともに、本調査システムによる地中ガス調査を地熱構造調査および沖積地域に伏在する活断層調査に適用し、その適用性を検討した。

1-2 手法の原理と概要

1-2-1 希ガス

地中ガス成分としてのHe、Ne、N₂はガスの絶対濃度よりもArに対する相対量の方が地



図II-1-1 地下からのガスの発生機構 (Rose et al., 1979)

震予知、地熱源探査等のために有効なパラメータであると言われている。それは主として測定技術とガスの起源に起因する。

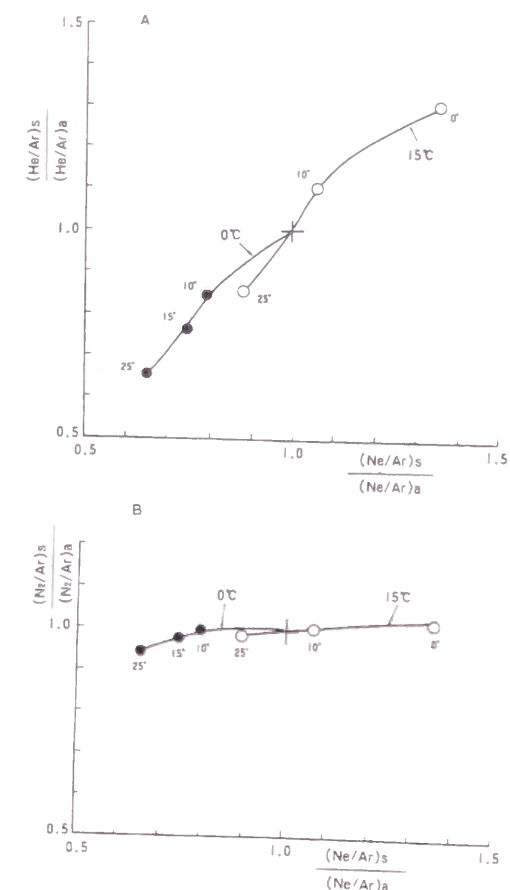
He、Ne、N₂、Arの起源は、a) 大気の水を介して地下に入り込み地中ガスとして捕獲されたもの (杉崎、1981)、b) 地下深所に源を発したのものや、岩盤中のU、Th、Kおよびその娘核種の放射崩壊により生成したもの (Sugisaki, 1978) の大きく2つがある。

a) に関しては、これらの比は大気から地下に入り込む温度と地下水の水温によって変化する (図II-1-2)。つまりある温度で大気から地下水に溶け込んだ場合、地下水の水温が変化することによって、各成分の溶解度が異なるため、その温度での地下水と平衡にある地中ガス組成が変化する。

一方、b) に関しては、例えば岩盤中から発生するガスのHe/Ar比は大気の10⁵倍にも達することが、岩盤中のU、Th、K濃度から計算されている。また油田井から大気の数倍のN₂/Ar比のガスが湧出している例が報告されている (Sugisaki, 1978)。

同一地点でガス採取した場合、a) の影響はほとんど無視できる場合が多く、これらの比が地下からのガスを示唆することが予想される。

水素ガスは、破碎した石英と水との反応によって発生することが実験的に確かめられている (Kita et al., 1982, Sugisaki et al., 1983)。実際に日本の著名な活断層である、山崎断層、跡津川断層などから断層に沿って高濃度のH₂ガスが発生している例が報告されている (Sugisaki et al., 1980, Wakita et al., 1980)。このことからH₂ガスは地質構造調査、特に活断層調査には有効な指示元素になり得る。



図II-1-2 地下水温とそれに平衡にあるガス中のHe/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar比の関係 (杉崎他、1981)

1-2-2 Hgガス

水銀を指示元素とする地化学探査は、従来金属鉱床の探査に有効であると言われており、外国では数多くの例が紹介されている (例えばFriedman and Makhlova, 1972, Friedman and Petrov, 1972)。

一方、地熱地域における地化学探査は、従来地表に存在している温泉や噴気の化学成分を調べることにより実施されており、分析結果より地下深層の地熱状況を間接的に推定してきた。この方法は地表に温泉や噴気または変質帯等の地熱兆候がない場合、また調査初期において調査井が掘削されていない場合には、探査が不可能であった。近年、地下からの地中ガス (土壌ガス) が地熱源探査の観点から注目されてきており、特に水銀ガスはその蒸気圧が温度上昇により異常に高くなることにより、地下に地熱源が存在する場合、有効な探査指標になり得ると考えられてきている。また、近年水銀の微量分析技術が進歩し、0.1ng (10⁻¹⁰g) まで分析できるようになってきている。これらにより、地中ガス中の水銀を指示元素とした地化学探査が地熱地帯において数多く試みられている (たとえば野田他、1993、坂元他、1995)。

1-2-3 Rnガス

ラドンは、天然に存在する唯一の放射性で不活性な気体であり、岩石や土壤中を移動しやすいこと、その放射線を用いて容易に定量化しやすいことから、古くからウラン資源や地質構造の探査に用いられてきた (Ambronn, 1973; Hatsuda, 1954)。その後、地震予知 (Scholtz et al., 1973; Wakita, 1980) や地熱源探査 (Cox and Cuff, 1980) にも応用されるようになってきた。

従来から放射能探査と呼ばれている方法は、上記の思想に基づいているものであり、ラドンをラドンまたはその娘核種が放射する放射線 (α 、 γ) を用いて検出するものである。ラドンの測定方法として1) ラドン計によるRn (およびTn) の直接的な測定 (以下ラドン計法と呼ぶ)、2) ラドンおよびその娘核種からの α 線をディテクターフィルムを用いて α -トラック密度としてとらえ計数する方法 (トラックエッチ法または α -トラック法)、3) 全 γ 線からのラドン濃度の推定 (全 γ 線法と呼ぶ) が行われてきた。さらに最近では、 γ 線のエネルギー分析によるRn濃度の測定も行われるようになってきている (木村, 1983)。Rnには、 ^{222}Rn (いわゆるラドン、Rn、半減期3.8日)、

^{220}Rn (いわゆるトロン、Tn、半減期56秒) そして ^{219}Rn (半減期4秒) の3つの同位体が存在する (図II-1-3)。これらのうち探査に有効なのは存在量が多く、半減期も長い ^{222}Rn である。さらにRnは、次に述べる理由から探査に有効であると考えられる。すなわちRnは拡散だけでは乾燥した土壤中でも10mも移動できず、飽和した土壤中では1mも移動できない。したがって、Rnの親核種の ^{226}Ra の分布が均一な場合、Rn濃度が周囲より高い部分では地下の流体の上方移動速度が高い可能性がある。

このことから、Rnガス濃度分布が地下の構造を探査するのに有効と考えられる。

1-2-4 CO_2 と O_2 ガス

CO_2 の起源は大気、生物、地下深所の3つが考えられる。各測点での CO_2 と O_2 濃度の関係を検討すると、負の相関を示す場合が多い。この原因として、土壌や岩盤中の生物の呼吸作用により O_2 が消費され、 CO_2 が排出されることに関係している可能性が高い (Schlegel, 1974)。しかしながら、 CO_2 と O_2 濃度の相関が小さい場合でかつ CO_2 濃度が周辺に比べて異常に高く、 O_2 濃度がそれに逆比例して小さくない場合には、地下深所に由来する CO_2 であることが予想される。

2. システムの構築

2-1 ガス採取、分析・測定方法の検討

ここで対象としたガス成分は、それぞれに固有の特性を有しかつ挙動を示すため、ガスの採取に関しては、各ガス成分の特性が採取におよぼす影響を考慮し、効率的かつ簡便な採取方法を考案し、これらの採取を総合化した。以下に個々のガスの採取方法についての検討結果について述べる。

2-1-1 希ガスの採取と測定

Ne、He、Ar等の希ガスの採取および分析については、他のガスと併せて採取する都合上、地中に埋設したパイプを放置し、パイプ内に一旦ガスをためる方法を用いた。放置時間については、1日放置と1週間放置したパイプ内のガス組成を比較検討した結果、それぞれのガス組成がほとんど変化しないことが明らかになった。

パイプ内にたまったガスの採取および採取したガスの分析は sugisaki et al. (1980) に述べられている方法によった。

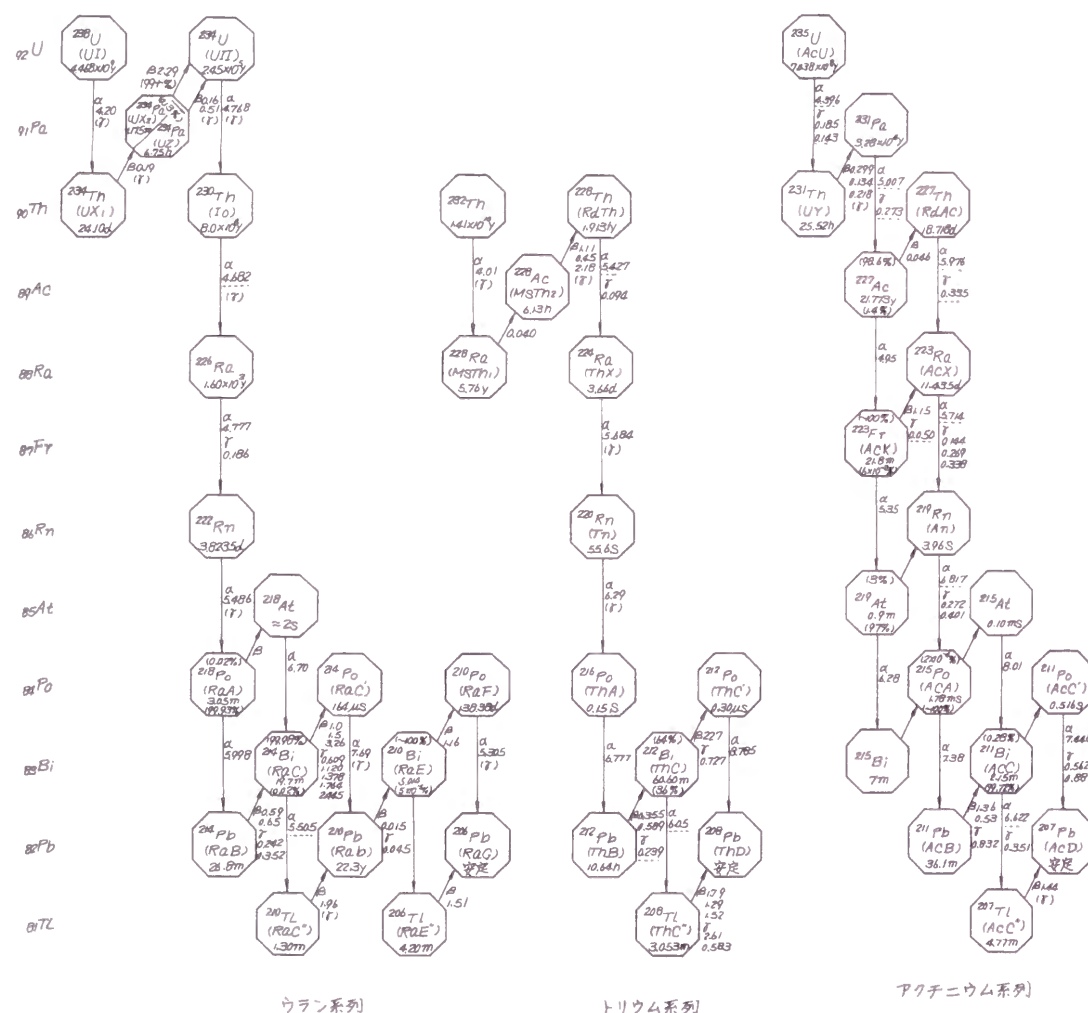
2-1-2 Rnガスの採取と測定

探査方法として前述の (1) 全 γ 線法、(2) トラックエッチ法そして (3) ラドン計法の3種類の方法を事前に検討した。

(1) 全 γ 線法

γ 線の測定は、エアボーン、カーボーン、マンボーンなどの形で、広く探鉱に用いられている。貞広、見野 (1980) は、GM計数管またはシンチレーションカウンタを土壌中において、 γ 線を計測し、断層の上で高い γ 線線量が検知されたと述べている。

事前検討には、貞広、見野 (1980) と同じアロカ社製のシンチレーションカウンタ



図II-1-3 天然放射性核種の壊変系列 (池田他, 1980)

α 、 β 、 γ は放射線を示す

TCS-121Cを用いて地中および地上1mでの γ 線を測定した。地中での測定は、NaI結晶が地表から約30cmの位置になるようにして測定した。地上1mにおいては、地中におけるよりも、平面的により広い範囲から γ 線を検出することになる。

(2) トラックエッチ法

トラックエッチ法は、硝酸セルロースの α 線用ディテクターフィルムを、地中に逆さに埋めたコップまたはパイプ中に1週間程度放置して、Rnおよびその娘核種から放出される α 線を検知する方法である（Fleischer, et al., 1972、加藤、1981の α -トラック法）。

その適用手順は、内径50mm、長さ60cmの塩ビパイプを地中に埋設し、24時間後にディテクターフィルムを設置し、それを1週間後に回収する。フィルムは回収後、60℃、10%NaOH溶液中で100分間エッチングした。そして、フィルム上の α トラックを画像処理装置（Leitz, T.A.S.）を用いて計数した。

(3) ラドン計法

トラックエッチ法で述べた作業手順の塩ビパイプ設置後、パイプ内を排気後、24時間経過してから、パイプ内ガスをラドン計 α セル内に導き、Rn濃度を測定した（1回目）。なお、パイプの放置時間の影響を検討するために、いくつかの地点では、その後1週間経過してから再びRn濃度測定を行った（2回目）。

使用したラドン計は、EDA Instruments社（カナダ）のRD-200である。これは、地中ガスをZnS（Ag）を塗布したセル内に導き、Rn、Tnおよびそれらの娘核種からの α 線によって発生する蛍光を光電子増倍管でとらえて計数するものである。地中ガスをセル内に導いた後、1分間の計数を3回連続して行い、これらの値からRnとTnの濃度を区別して算出する。

濃度はcpm単位で得られる。本報告では、cpmとpCiとの対応付けは特に検討しないが、経験的には1cpmが8pCi/Lに相当するとされている。

以上の3つの手法を予備的に現地に適用し、以下の様にそれぞれの適用性を検討した。

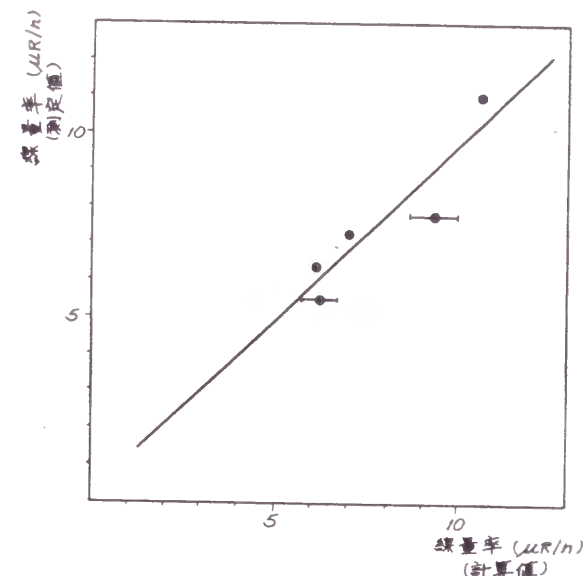
(4) 全 γ 線法とトラックエッチ法

断層上で γ 線線量率が高くなる場合があることは、1922年にAmbronnにより発見され、その後、数多くの応用がなされている（例えば、貞広・見野、1980；竹花・升本、1983）。その根底には地下の割れ目上の表層部で γ 線線量率が増加するという考えがある。

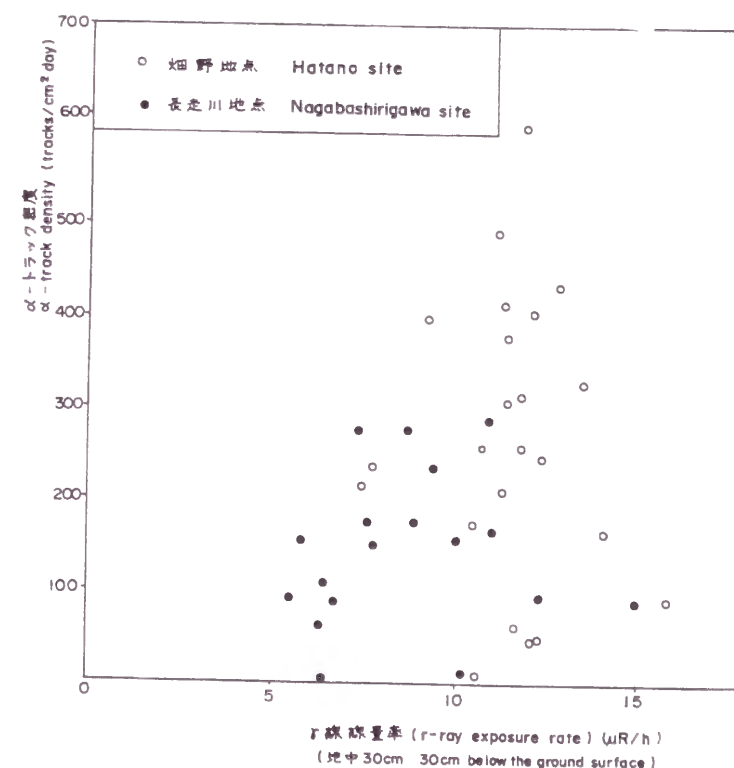
しかしながら、千木良他（1983）に示したように、地中の全 γ 線にはRn以外の核種が大きく寄与しており、測定点周辺の土壌の核種分析結果から計算した線量率と全 γ 線の実測値はほぼ一致する（図II-2-1）。

さらに、全 γ 線の線量率は、次に述べるようにRn+Tn濃度を表す α -トラック密度ともほとんど相関を示さない（図II-2-2）。

以上のことから、全 γ 線からRn濃度を推定するには無理があると言える。



図II-2-1 線量率の実測値と計算値
（千木良他、1983）



図II-2-2 α -トラック密度と γ 線線量率の関係
（千木良他、1983）

(5) トラックエッチ法とラドン計法

事前調査においてトラックエッチ法とラドン計法と併用し、 α -トラック密度とRn、Tn濃度との関連性を検討した。その結果は、図II-2-3に示すとおりであり、 α -トラック密度はラドン（Rn+Tn）濃度と極めて良い相関を示し（相関係数0.923）、前者を後者に関して直線回帰すると、

$$\alpha\text{-トラック密度} = 17.3 + 1.63 \times (\text{Rn} + \text{Tn})$$

となる。この相関係数の値と回帰直線の式とは、Rn+Tnの値として、1日放置した場合1週間放置した場合の平均値をとっても、両者の測定値すべてをとっても不変である。

従って、 α -トラック密度はRn+Tnの濃度値を示していることになる。 α -トラック密度に対するRnとTnの寄与を比較すると、Tnの方が大きい。このことは、通常の岩石ではRnの親核種である ^{238}U よりもTnの親核種である ^{232}Th の濃度の方が高いことよると考えられる。

従来、 α -トラック密度に寄与するのは主に半減期の長いRnであると考えられていた（例えばKing, 1980）しかしながら、Hunmer et al. (1982) はTnの寄与も大きいことを明らかにして、RnとTnとを区別するフィルターを考案している。

このように、トラックエッチ法でRn濃度を明らかにするためには、Tnの影響を除くことが必要である。

(6) Rn濃度分布パターンの経時変化

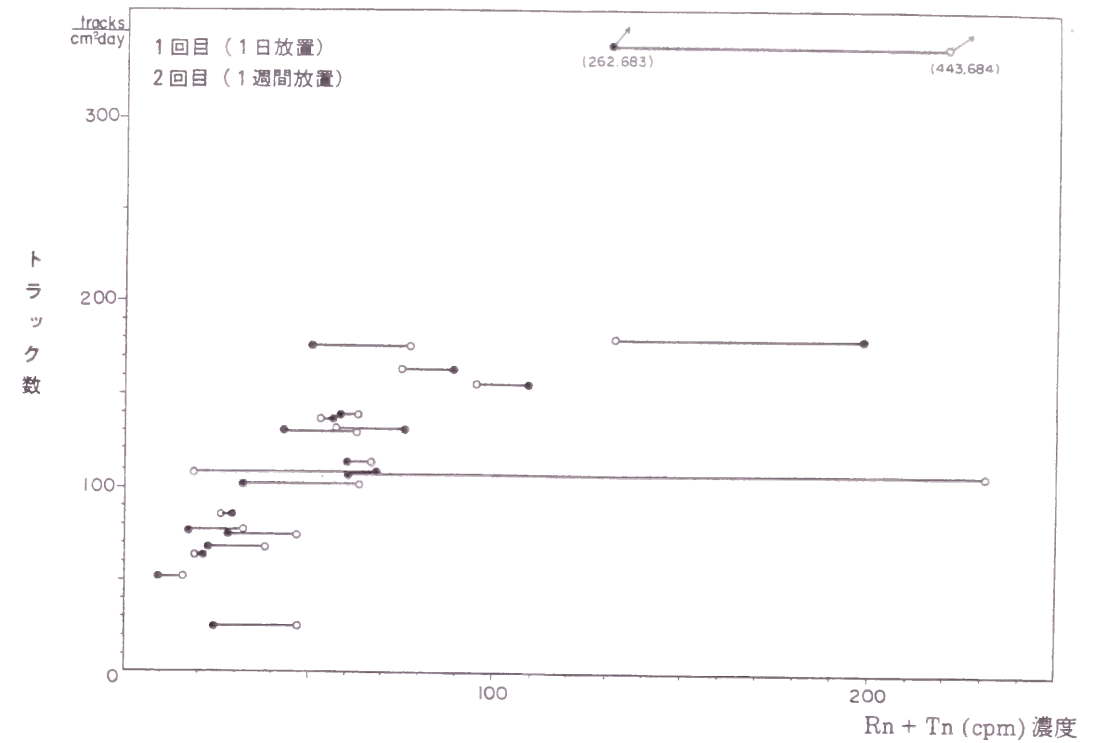
特定場所に注目すると、地中ガスあるいは地下水中のRn濃度は、数倍のオーダーで、日変化あるいは季節変化することが明らかとなっている（例えばAndrews et al. 1972）。従ってRn濃度を用いて地質構造あるいは地熱源を探索する場合には、Rn濃度あるいは分布パターンがどの程度経時変化するかを評価することが重要となる。Rn濃度の値自体は、岩石によってその親核種である ^{226}Ra の含有率が異なるため、地熱源探索には重要ではない（千木良、1984）。探索にあたっては、分布パターンが経時変化するか否かの方が重要となる。

事前の調査により、塩ビパイプの放置時間を1日と1週間とした場合を比較してみると、Rn濃度の値自体は数倍程度変化するが、その分布パターンはあまり変わらないことが明らかとなった（図II-2-4）。さらに、今までの断層沿いで行われた α -トラック密度の測定によれば、その値は数週間から1年半の期間で経時的に数倍程度変化するものの、分布パターン自体は大きく変わらないことがわかっている（加藤他、1981；杉山・下川、1982）。従って、Rn濃度測定においては、放置時間1日でRn濃度の分布パターンを把握できるものとする。

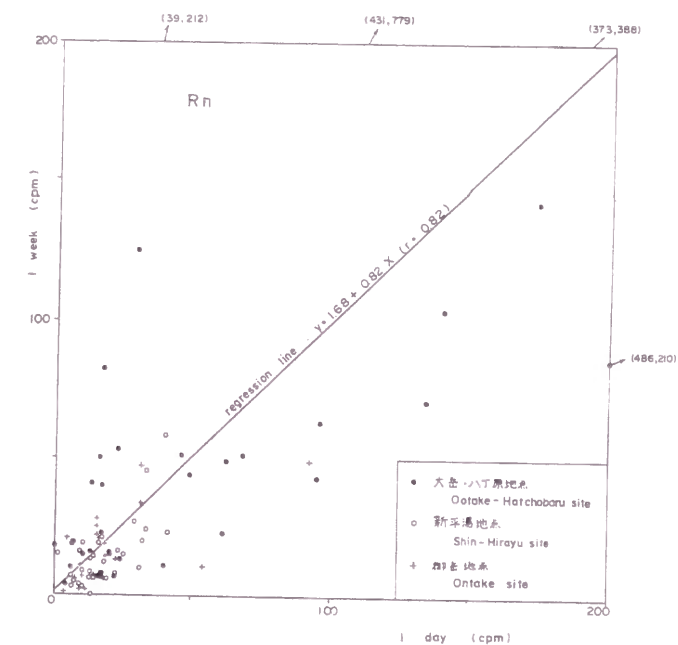
このような検討の結果、パイプ内を1日放置した後のガスをラドン計数法により測定するのが最良と判断した。

2-1-3 水銀ガスの採取方法

地中ガス中の水銀濃度を測定する方法としては、地中ガスを直接採取し分析する方法



図II-2-3 α -トラック密度とRn+Tn濃度
(千木良他、1983)

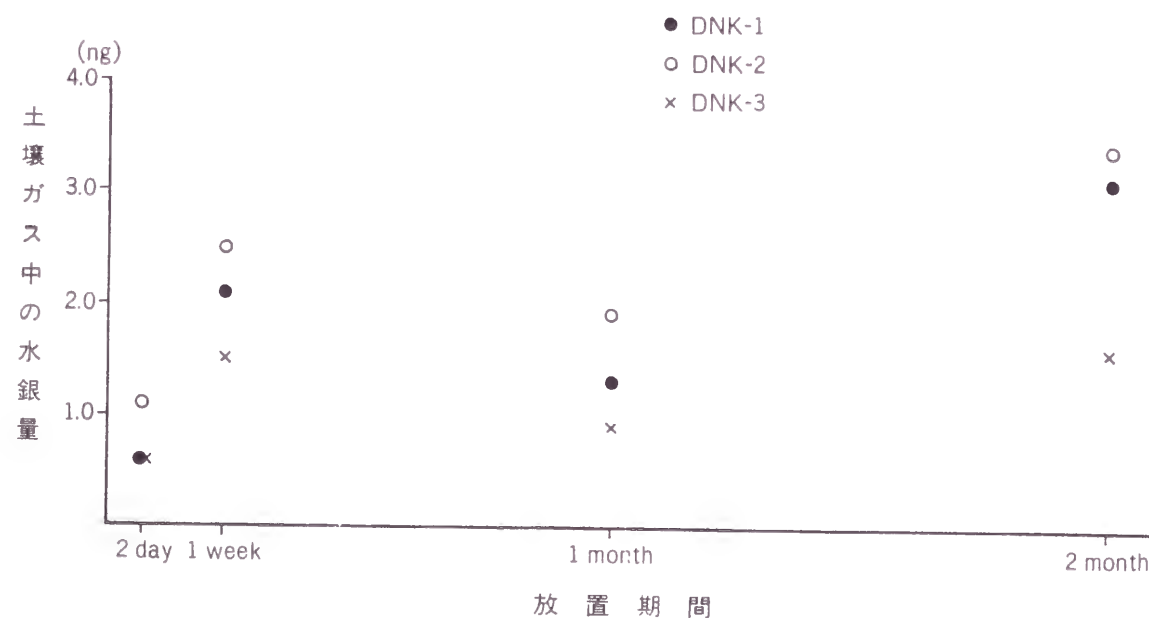


図II-2-4 Rn濃度の放置時間による変化
(放置時間1日と1週間との比較)
(千木良他、1984)

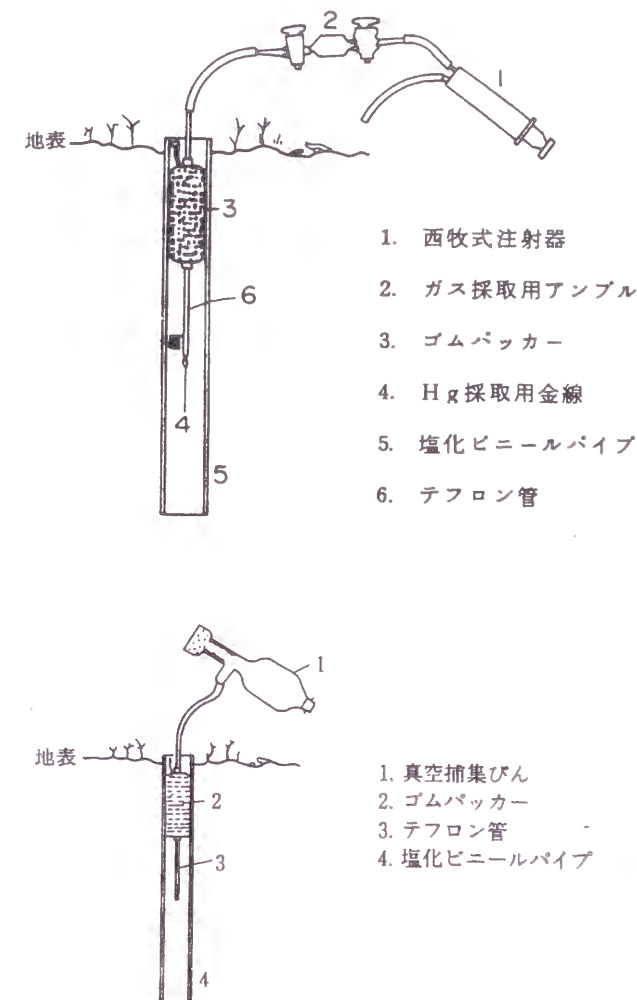
と、地中ガス中の水銀を金・白金などの安定元素とのアマルガムとして採取・分析する方法がある。前者の方法は、絶対濃度を測定できる利点はあるものの、水銀濃度が $\text{ng} \sim \mu\text{g}/\text{m}^3$ オーダーであるため、試料を多量に採取する必要がある、また分析が煩雑であるという欠点がある。後者の方法としては、Mc Cartney, et al. (1969, 1970)、古賀・野田(1976)が各々の方法を考案している。Mc Cartneyらは、地表にプラスチック製のテナントを置き、その上部のステンレス製のバスケットの中に金もしくは銀のホイルを置き、これらに水銀を付着させることにより測定している。一方、古賀・野田は地中に穴を掘り、その中に金線を吊り下げ測定を行っている。両者共に、金もしくは銀が水銀と容易にアマルガムを作るという特徴を利用している。この方法を用いれば、地中ガスを直接分析する方法に比べ、長期間の平均的な分析値を得られ、日変動を考慮する必要がなくなる。

Mc Cartneyらの方法は、試料採取用の金もしくは銀が地表に露出しており、日照時間などの外的要因が複雑に影響すると考えられたため、古賀・野田の方法を参考にし若干の改良を加え、測定を実施した。

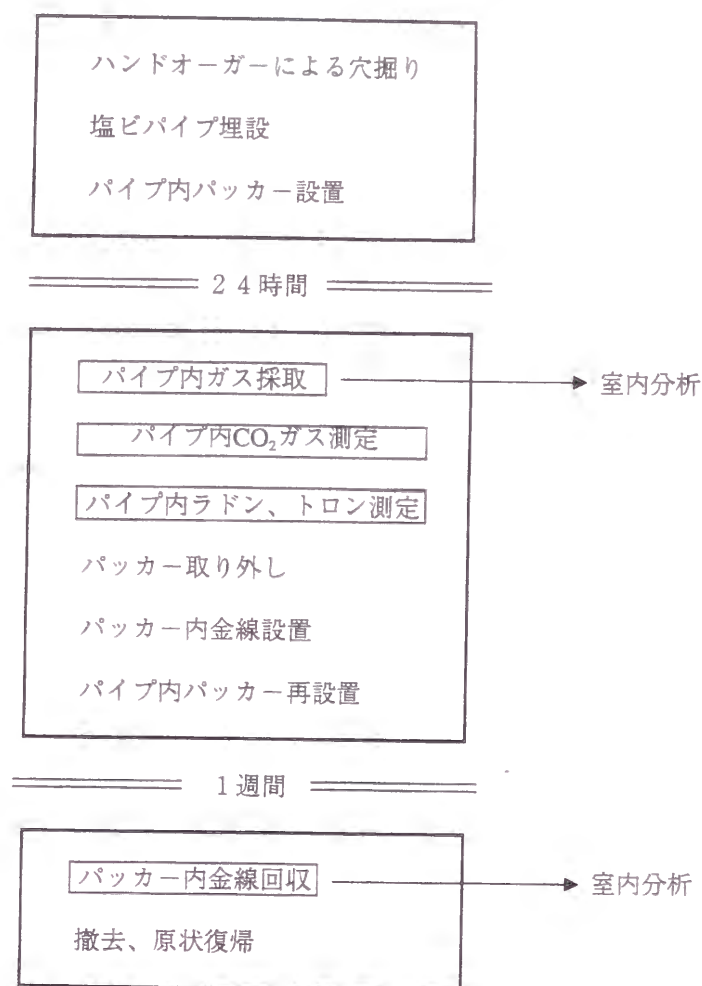
測定期間は、地中に埋めた3本のパイプ内に金線を1日、1週間、1ヶ月、2ヶ月吊し、それぞれの金線に付着した水銀量を測定した(図II-2-5)。その結果、各パイプ毎の1週間、1ヶ月、2ヶ月の水銀量は全て同様の傾向を示したため、測定期間を1週間と設定した。



図II-2-5 放置期間と水銀量



図II-2-6 現地試料採取孔および採取概念図
(上：地熱調査、下：断層調査)



図II-2-7 総合地中ガス調査のガス採取手順

2-2 ガス採取方法

上述のような検討を行い、全ての成分を1つの作業工程で採取するため、測定点における地中ガスの採取は、以下の方法により行った(図II-2-6、図II-2-7)。

①土壌中に深さ約60cmの孔を掘り、塩化ビニールパイプ(直径5cm、長さ60cm)を埋設する。パイプの上部をゴムパッカーでふさぎ、パイプ内に外気が混入しない様にする。ふさいだ後にパイプ内の空気を排出する。

②24時間放置した後に、パイプ内にたまったガスを、あらかじめ真空にした捕集ビンに採取する(一時期テドラーバッグにガスを採取したが、 H_2 の漏洩に関して問題があることが確認されたので、1987年以降の調査では捕集ビンにより採取した。同時に CO_2 濃度、Rn、Tn濃度を現地において測定する。

地熱地点においてはさらに以下の作業を実施する。

- ③パッカーを外し、パッカーの下部に予めブランク値を0ngまで落とした金線を吊り下げ、パイプの上部をゴムパッカーで塞ぐ。
- ④約1週間放置した後、パッカーを外し、金線を試験管に回収する。

2-3 分析・測定方法

(1) He、Ne、N₂、Ar、H₂、CH₄、O₂

現地において捕集瓶に採取したガスを分析室に持ち帰り、ガスクロマトグラフィー(オオクラModel 802, 903)により分析した。

(2) CO₂

CO₂濃度は、前述の作業②の時に、現地で北川式ガス検知器および検知管で測定した。

(3) Rn

Rn濃度は前述の作業②の時に、ラドンメーターによって計測した。

(4) Hg

Hgについては、前述の④の作業により回収された金線を実験室に持ち帰り、金線にアマルガムとしてトラップされたHg量を原子吸光分析(リガク Mercury/sp)により微量分析した。

分析および計測されたHe、Ne、N₂、Ar、H₂、CH₄、Rn、CO₂の濃度をもとにして、He/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar比およびH₂、CO₂、Rnの分布について検討した。なお、このうちHe/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar比は各々大気中のHe/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar比によって、また、H₂、CO₂については各々大気中のH₂、CO₂濃度によって標準化した値を用いた。

2-4 調査地選定

2-4-1 地熱調査

地熱構造と地中ガス分布の関係を検討し、地中ガスによる地熱構造探査の有効性を明らかにするために、地質構造がある程度明確になっている非地熱地域および地熱地域12地点を選定し、地中ガスを用いた地化学調査を実施した(図II-2-8)。ここでは、特に地熱兆候の優勢な、八丁原、肘折、秋の宮、鹿野の4地点に限定して、その調査結果について述べる。

さらに鹿野地点においては、後述するように温泉湧出のモデル化を行うため、地中ガスを用いた地化学調査以外にも地表地質調査、コア調査、温泉水の同位体測定や地表からの物理探査等を実施した。これら地中ガス調査以外の1m深地温、温泉水の同位体測定、重力探査、MT探査の結果については3-4において詳述し、温泉湧出について総合的な解析を行う。

2-4-2 断層調査

地中ガスを用いた地化学調査の対象断層の条件として、①断層の活動性と地中ガスの関連性を検討するため、第四紀に活動した断層で、さらに可能であれば地震断層とする、



図II-2-8 地中ガスによる地熱源調査実施地点
(予備調査地点を含んで図示)

表II-2-1 調査対象断層一覧表

断層・地区	断層の分類	破砕帯の幅	断層面の傾斜	地質		被覆層		調査項目
				上盤	下盤	種類	厚さ	
根尾谷断層・金原地区 (岐阜県)	正断層(左横ずれ)	12m	80°	砂岩頁岩互層 (美濃帯)	チャート頁岩互層 (美濃帯)	河床堆積物 (礫層)	3~5m	ボーリング調査 トレンチ調査
梅原断層・伊自良地区 (岐阜県)	正断層(左横ずれ)	5m以下	70~80°	チャート (美濃帯)	粘板岩 (美濃帯)	河床堆積物 (礫層)	40~60m	物理探査
阿寺断層系萩原断層 乗政地区 (岐阜県)	正断層(左横ずれ)	3~4m	80~90°	流紋岩 (濃飛流紋岩)	流紋岩 (濃飛流紋岩)	扇状地堆積物 (礫層)	1~5m (推定)	トレンチ調査
深溝断層 (愛知県)	東光寺地区 逆断層	4m	53°	泥質片岩	石英閃緑岩	河床堆積物 (礫層)	2~5.2m	物理探査 ボーリング調査 トレンチ調査
	西深溝地区 逆断層	5.5m	55°	泥質・珪質片岩	泥質・珪質片岩	河床堆積物 (礫層)	3.8~6m	物理探査 ボーリング調査 トレンチ調査
川舟断層 (岩手県)	ハツ又地区 逆断層(衝上断層)	15cm	35~45°	泥岩(川舟層)	凝灰角礫岩 (大石層)	河床堆積物 (礫層)	5~10m	物理探査 ボーリング調査 トレンチ調査
	大荒沢地区 逆断層(衝上断層)	?	?	泥岩(川舟層)	? (第三紀層)	河床堆積物 (礫層)	2~5m	物理探査

②断層を取り巻く地質要因と地中ガスの関連について検討するため、断層の分布位置、規模、性状および被覆層の厚さなどが調査によってある程度把握されている、を満足する断層を選定した。さらに、断層の性状および被覆層の厚さが地中ガスに与える影響を評価する目的で、断層の性状および被覆層の厚さが変化するよう断層および位置を選定した（表Ⅱ-2-1）。この様な観点から、伏在位置がトレンチなどの調査によって確認されている、根尾谷断層金原地区、阿寺断層系萩原断層乗政地区、深溝断層東光寺および西深溝地区、川舟断層八ツ又および大荒沢地区、梅原断層伊自良地区の5断層7地区（図Ⅱ-2-9）において地中ガスを指標とした地化学調査を行った。

2-5 測線、測点配置

2-5-1 地熱調査

地中ガスを採取する際の測線および測定点は、調査対象の地熱地点を取り囲むように、基本的にはグリッド状に配置した。また、地熱構造を示すガスの分布が主として断裂構造に支配されると想定されたことから、測線の方法は、これら想定された複数の断裂構造と効果的に交差するように設定した。それぞれの地点において、地形・地質条件が異なるため、各地点でこれらの条件を考慮し、平坦な地形が広範囲に分布する場合は基本通り、測線をグリッド状に配置した。

2-5-2 断層調査

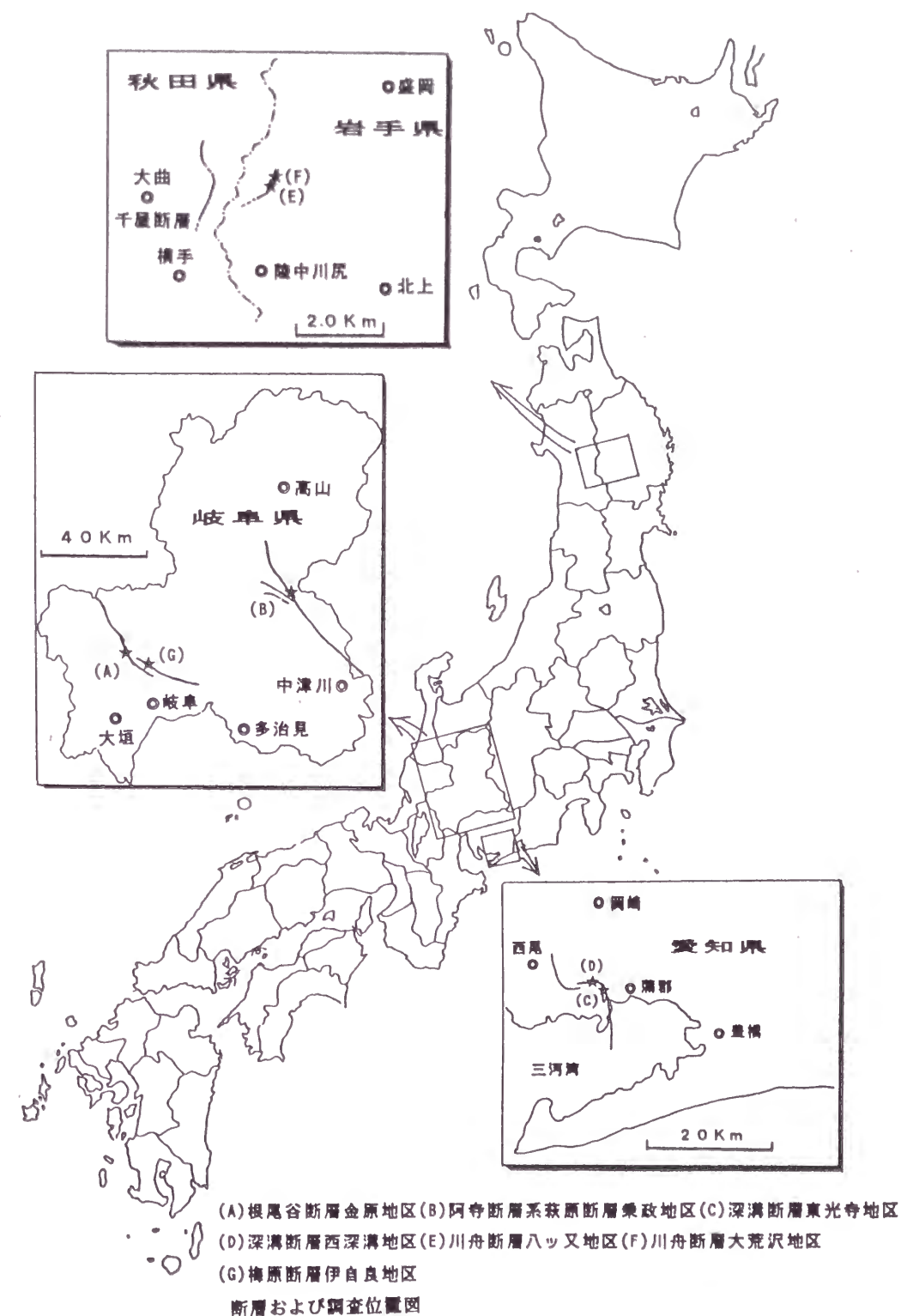
地中ガスを採取するための測線および測点は、地熱調査とほぼ同様に設定した。グリッドの方向および測線間隔は現地の土地利用に左右される場合があったが、特に断層からの離間とガスの分布特性を検討できるよう、できる限りグリッドの一方の測線方向が断層の走向と平行になるように設定した。

深溝、川舟両断層においては、グリッドによる地化学調査（1次調査）およびその他の地質調査や物理探査の結果から、トレンチが掘削された。これらの個所ではトレンチ掘削と同時期に測点間隔の短い調査（2次調査）を実施し、1次調査の再現性の確認および基盤の状況とガス分布の関連について検討した。

2-6 調査システム研究の全体フロー

地中ガスを用いた調査システム構築に関する研究の全体フローを図Ⅱ-2-10に示す。本研究では、これまで地熱探査に一般的に用いられてきた水銀（水銀ガスおよび土壌中水銀）およびCO₂ガス、また当時地震予知や地質構造調査に導入されはじめたRnガスや希ガス（He、Ne、N₂、H₂など）を総合的に用いることにより、それぞれのガスの有する特徴を踏まえた調査システムの構築を目指した。個々のガスの最適な採取方の検討、各種のガスの原位置で効率的な採取方法の検討を目的に、練習を兼ねた予備検討を実施した。

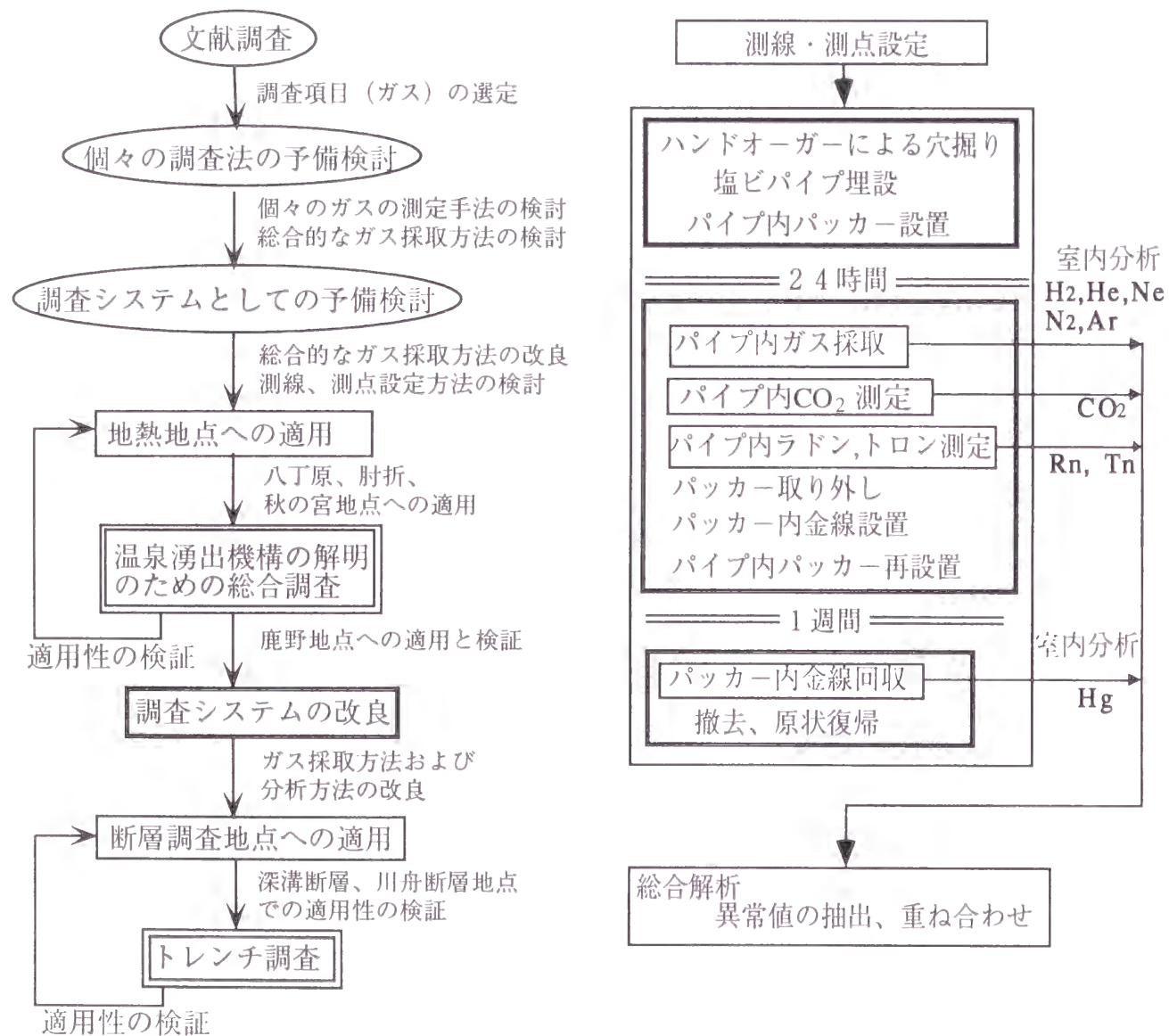
この経験を踏まえて、現地での採取方法を確立し、地熱源探査に適用した。本調査を開始した1980年はじめ頃から、地熱貯留層は地層の間隙に支配されるという従来の貯留層概念（早川、1970）から、地熱貯留層は大きくは断裂に支配されるという概念（古屋



図Ⅱ-2-9 断層および調査位置図

ほか、1984、笹田ほか、1987)へ転換が始まっており、本調査においても、地熱貯留層を支配する断層系の地表での分布位置を探索することを主たる目的として、おおよそ地熱構造の把握されている地熱開発地点（八丁原地点）およびNEDOによる地熱促進調査実施地点（肘折および秋の宮地点）で実施した。これらの地点で適用性の検証を行い、鹿野地点においては他の手法（地質調査、物理探査）も併せて総合的な探索を実施することにより、温泉湧出機構（地熱源のモデル化）を明らかにした。

地熱地点において得られた知見を踏まえて、熱の関与しない地質構造調査という観点から、検討を開始した。ここでは、特に断層系である断層破碎帯の性状とガスの分布について詳細に検討することを目的としたため、トレンチ調査により断層破碎帯の分布位置やその性状が明らかになっている個所を中心に調査を実施し、調査システムの有効性について検討すると共に、これらの調査システムの今後の課題についても検討した。



図II-2-10 地中ガス調査システムの構築
左：構築のフロー 右：調査システム

3. 調査システムの地熱源探索への適用

3-1 調査対象地点の概要

3-1-1 八丁原地点

本調査地点は、大分県と熊本県の県境近くの大分県玖珠郡に位置し、九重火山の西麓のあたりにある。ここではすでに九州電力（株）により合計12万kWの地熱発電が稼働中である。調査地内には、数箇所地獄が存在し、地熱兆候が顕著である。

真鍋他（1984）によれば、調査地域周辺の八丁原地熱地帯には第四紀の九重火山岩類と豊肥火山岩類が露出している（図II-3-1）。深度2000m以深の調査井掘削の結果、下位に宇佐層群と先第三紀の変成岩類や花崗岩類が分布していることが確認された。その他、大岳―八丁原の北部周辺地域では、更新世初期の玖珠層群が豊肥火山岩類の中・下部層と指交関係をもって分布している。九重火山岩類は、豊肥火山岩類を被覆し、大岳・八丁原地熱地帯を囲み、ほぼ環状に配列したドーム状火山を形成している。九重火山岩類は、やや多孔質な角閃石安山岩を主としている。豊肥火山岩類は、更新世前期に活動した輝石安山岩溶岩および凝灰角礫岩からなり、八丁原地域の地下に約800mの厚さで分布する。

さらに真鍋他（1984）は、八丁原地熱地点の貯留層は裂か型であるとして、その地質構造特性を考察し、その中で、地熱型の基盤はNW-SE系の断層（八丁原断層、小松池断層など）によって造られた地壘状を呈すること、および地熱流体が上昇する断層それ自体が貯留層に相当すると主張した。

調査は、地熱発電用に掘削された坑井を取り囲み、かつ上記の断層を探索できるよう、南北1.2km、東西1kmの範囲に、200mのグリッドを設定し、断層が推定できる個所は特に100mの間隔で東西の補助側線を設けた（図II-3-2）。原則としてこのグリッドの交点に34の測点を設けた。

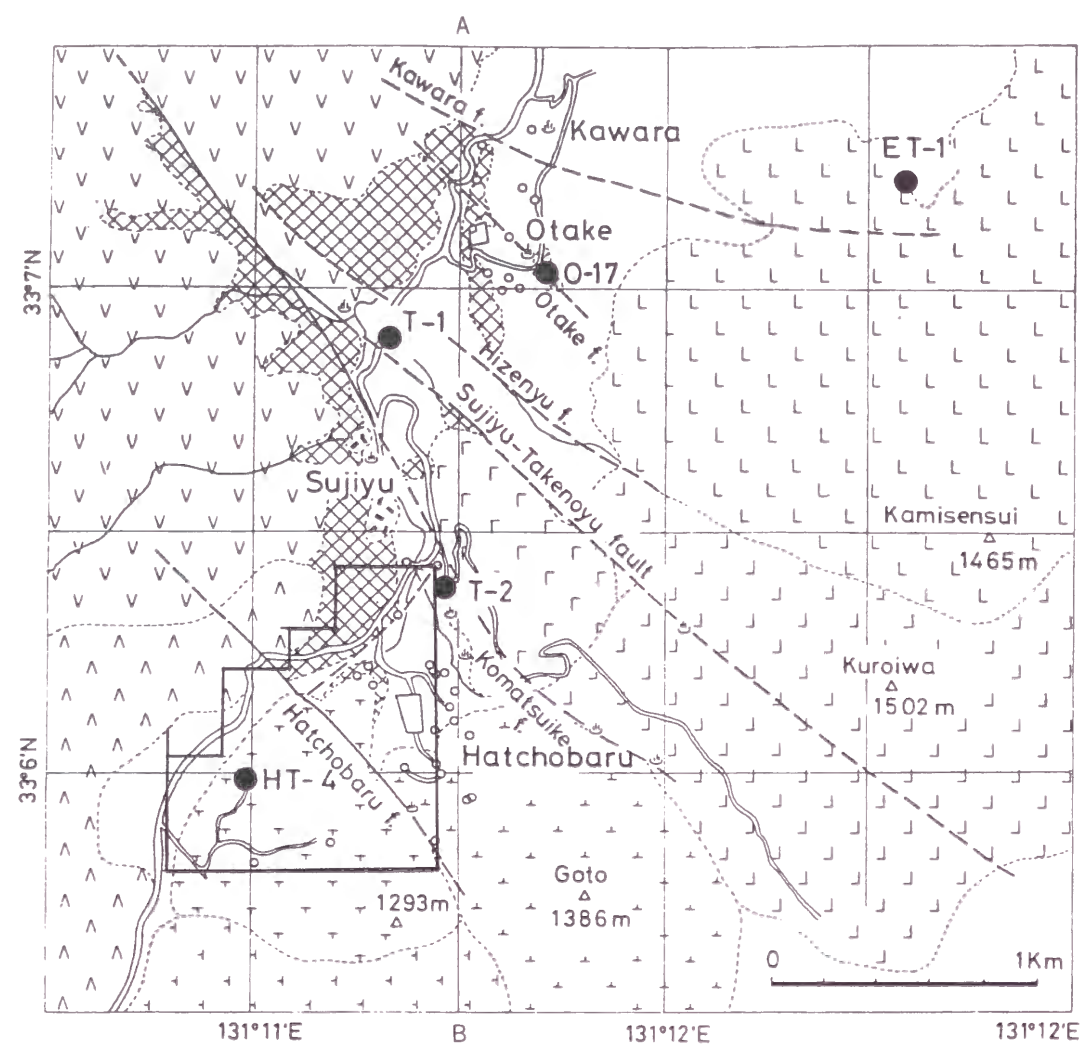
3-1-2 秋ノ宮地点

秋の宮地点は、秋田県、宮城県、山形県の県境に近い、秋田県雄勝郡雄勝町に位置する。本地点の南には電源開発（株）の鬼首地熱発電所、東には秋田地熱（株）の上の岱地熱発電所がそれぞれ稼働している。本地点は、古くから地熱の有望地点として注目されており、現在では、NEDOの促進調査の対象地点として、各種の調査が実施中である。また、前述の雄勝地点とは隣接している。

本地点周辺の地質は先代三紀花崗岩類を基盤として、新第三紀の火山碎屑岩類、貫入岩類、第四紀火山岩類および未固結堆積物として火山岩屑、洪積層および沖積層から構成される（鷹嘴他、1982：図II-3-3）。

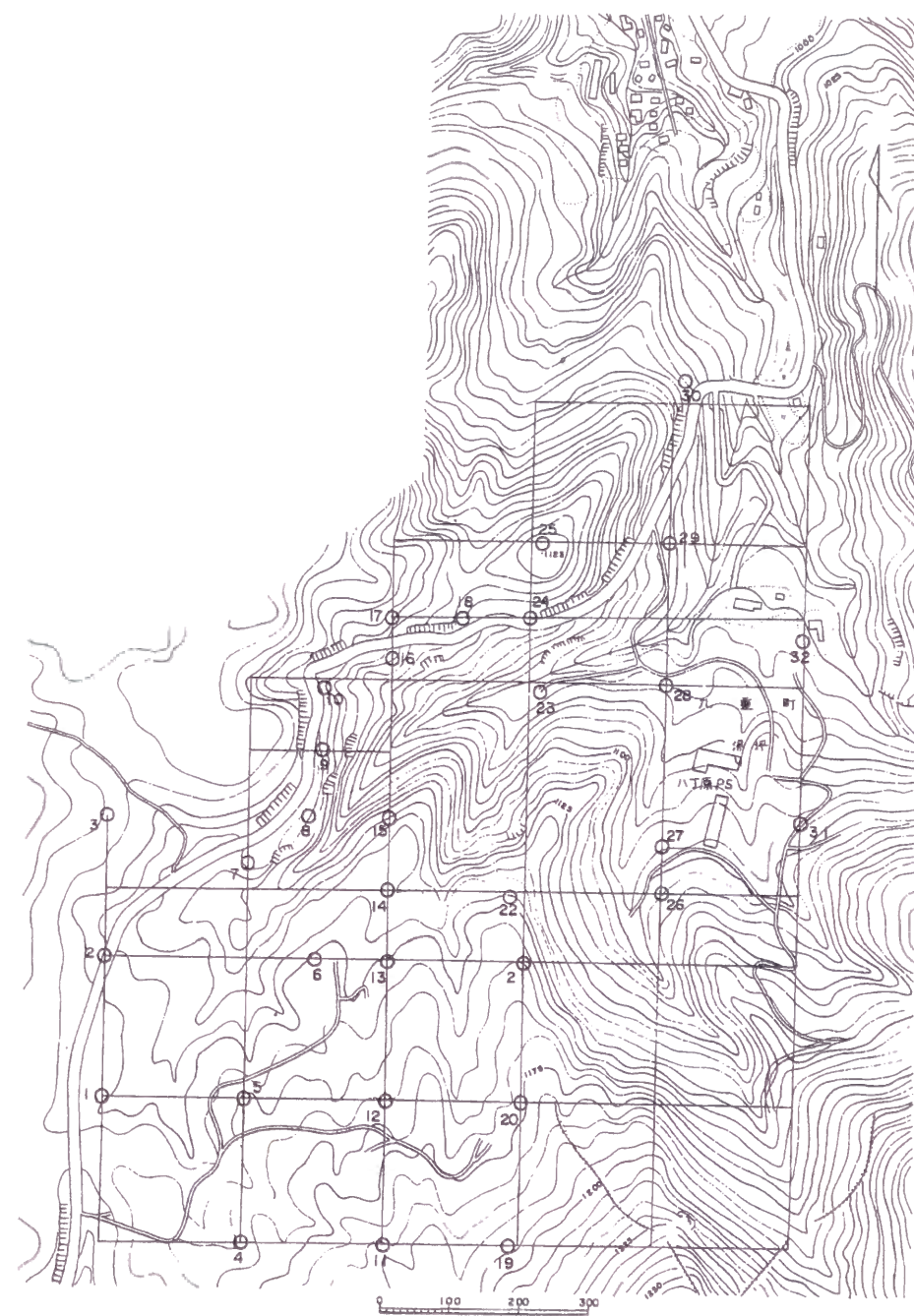
基盤である花崗岩類は、本地点を流下する役内川の北西側に分布するが、今回の調査範囲には分布しない。周辺での坑井データ（NEDO、1985）によれば、新第三系の基盤として地下数百～千数百m以深に広く分布することが確認されている。

新第三紀火山碎屑岩類は中新世～鮮新世にわたる安山岩～石英安山岩質の火山碎屑岩を主体とし、部分的に同質の溶岩や泥岩等を挟在する。これらは当地点周辺に広く分布する。第四紀火山岩類は兜山層と高松岳火山岩類からなり、石英安山岩質火山碎屑岩な

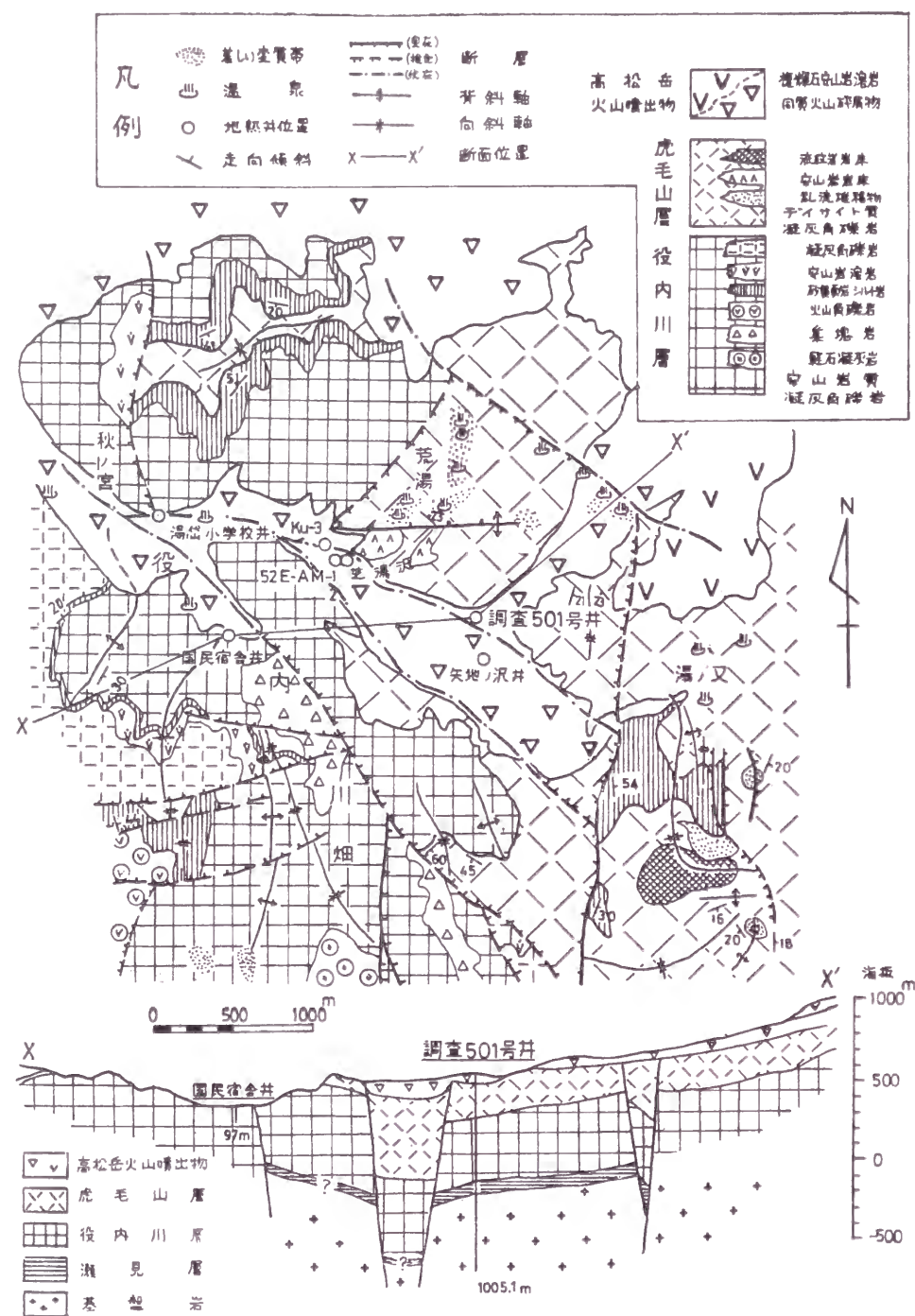


Recent	Alluvium		Gravel, sand & mud
Middle-Late Pleistocene	1293m lava	T T	Hypersthene-augite-hornblende andesite
	Goto-yama lava	△ △	Augite-hypersthene-hornblende andesite
	Rhyoshi-dake lava	▽ ▽	Ditto
	Kamisensui lava	L L	Hypersthene-augite-hornblende glassy andesite
	Kuroiwa-yama lava	J J	Hypersthene-augite bearing hornblende andesite
Middle-Late Pleistocene	Sujiyu lava	□ □	Ditto
	Handa pumice flow	□ □	Hornblende andesitic pumice flow deposits
	Ichimoku-yama lava	△ △	Hypersthene-augite-hornblende glassy andesite
	Misokobushi-yama lava	▽ ▽	Augite-hypersthene bearing glassy andesite
	Upper formation	□ □	Hornblende bearing augite-hypersthene andesite lava
E. pleist.	Middle formation	△ △	Pyroxene andesitic tuff breccia
	Lower formation	□ □	Augite-hypersthene andesite lava
		♂	Hot spring

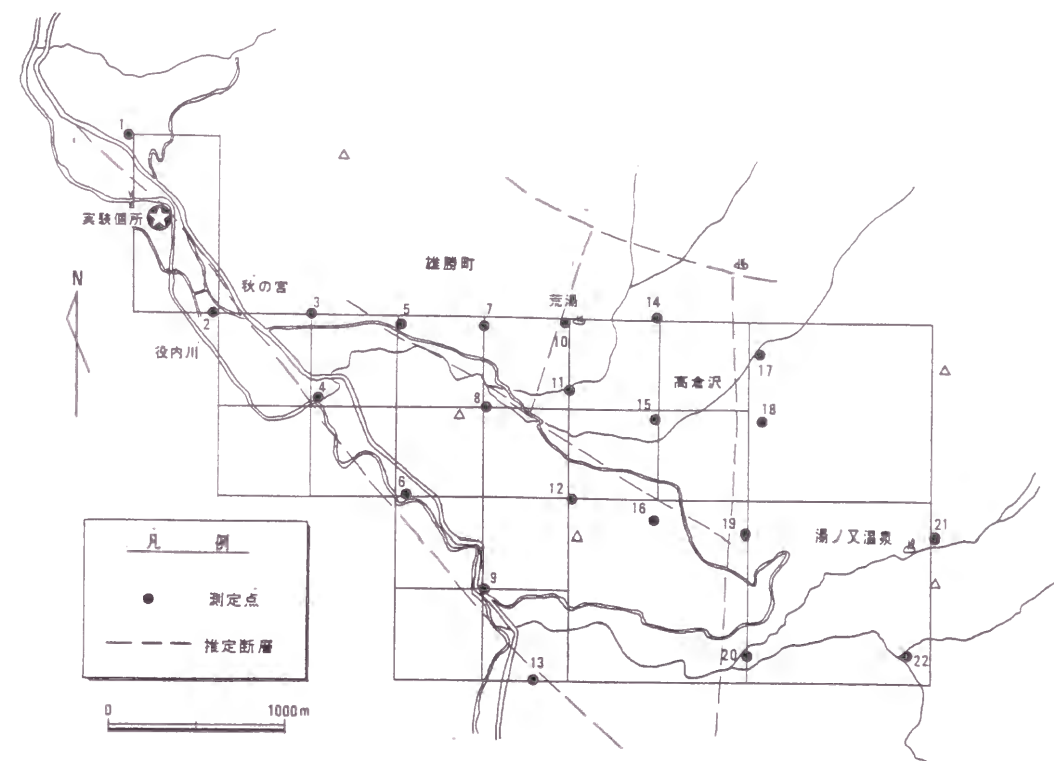
図II-3-1 八丁原地点の地質概要図 (林他、1985)



図II-3-2 八丁原地点における測線および測点配置



図II-3-3 秋の宮地点の地質概要図（鷹嘴ほか、1982）



図II-3-4 秋の宮地点における測線および測点配置

いし溶岩から構成され、本地点の北側に分布する。

本地点において実施されたボーリング調査や物理探査の結果より、WNW-ESEおよびNNE-SSWの走向を有する断層が推定されている。

調査範囲は秋の宮集落を取り囲むような、東西4.5km、南北3kmの範囲で、500m～1kmのグリッドを設定し、交点に22の測点を設けた（図II-3-4）。

3-1-3 肘折地点

肘折地点は山形県最上郡大蔵村に位置する。本地点には、肘折温泉や黄金温泉などの温泉が分布しており、地熱の有望地点としても石油資源開発（株）やNEDOによる調査が実施されてきた。現在は、前述のNEDOによる高温岩体発電のための実験場となっている。肘折温泉の位置する肘折地区は直径約2kmの肘折カルデラによる盆状地形を呈しており、肘折温泉はカルデラの縁に位置している。

地質は前述の通り（図I-3-3参照）であるが、盆地の縁にはカルデラ形成時の正断層が想定できる。

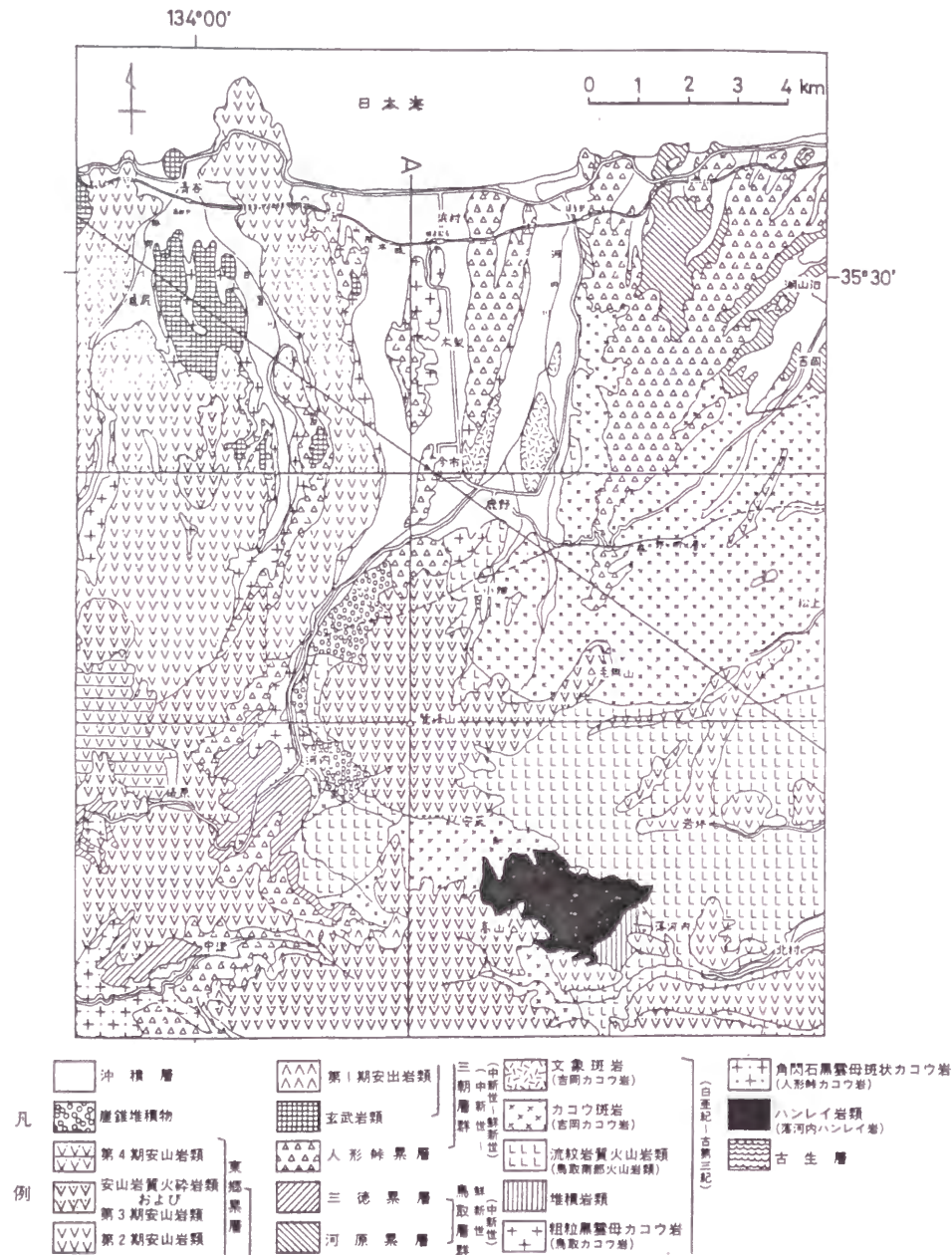
調査範囲は肘折カルデラを取り囲む様に、南北2km、東西2.5kmを設定し、この中に500mのグリッドを設定し、原則としてそれらの交点に23の測点を設けた（図II-3-10参照）。

3-1-4 鹿野地点

本調査地は鳥取県気高郡鹿野町内にあり、鳥取県鳥取市の西南西約15kmに位置する。地形は全般的には南部で急峻であり、北部すなわち海岸に近い箇所はなだらかになっている。北部では標高100m前後の山稜がほぼ南北に直線的に配列しており、鹿野温泉は

この山稜に挟まれた沖積地に位置する。

本地点周辺は白亜紀後期～古第三紀の各種火成岩類を基盤にして、中新世の鳥取層群、中新世後期～鮮新世の三朝層群がこれらを不整合に覆っている（資源エネルギー庁他1979、杉山1961）（図II-3-5）。



図II-3-5 鹿野地点の地質概要図（資源エネルギー庁ほか、1979）

調査地域に分布する地質は、資源エネルギー庁、地質調査所（1979）によれば、古い順に白亜紀後期～古第三紀の鳥取花崗岩、鳥取南部火山岩類、吉岡花崗岩、中新世～鮮新世の人形峠累層白兔層、東郷累層の鷲峰山安山岩および第四紀堆積物とされている。今回の地質調査により確認または判定された沖積層下の各地層・岩石の分布をも含め、図II-3-6に当地点地質平面図を示す。

鳥取花崗岩は主として地域北西部に分布する。中～粗粒黒雲母花崗岩を主体とし、一部アプライトを伴う。Rb-Sr法、K-Ar法により59～64Maという年代が報告されている（Hattori and shibata, 1974, 河野 他、1966）。



図II-3-6 鹿野温泉周辺の地質平面図

鳥取南部火山岩類は主として地域南部に分布し、また、安久2号ボーリングの80～130mもその存在が確認できる。石英安山岩～流紋岩質の火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩より構成されている。

吉岡花崗岩は地表およびボーリングコアの調査によれば、主として地域のNE-SWを結ぶ線より東側で前二者を貫いて分布する。本岩は主として斑状花崗岩より構成されており、鏡下では文象組織が顕著である。地域の北半部においては貫入岩体が二方向に分岐した形状を呈しており、西側の岩体は全般的に熱水変質の影響を受けている。また前二者との接触部付近では、全般的に節理等の割れ目が発達する傾向にある。

白兔層は地域北半部の山稜に前述した岩体を不整合に覆う形状で分布する。本層は主として安山岩質の凝灰角礫岩より構成されている。

鷲峰山安山岩は、地域の南西部に分布している。安山岩～同質の火山角礫岩より構成される。

第四紀堆積物は主として平野部に分布する沖積層および山腹部に分布する崖錐堆積物である。

鹿野温泉の泉源は、鹿野町今市を中心として、NNE-SSWの方向に1kmの範囲で分布する。全てボーリング孔からの湧出であり、北側では一部自噴井が存在する。泉質は弱アルカリ単純食塩泉である。泉温は泉源によってばらつくが、全般的には50～85℃で、最南部のボーリング孔の泉温が最も高温となっている。

調査範囲は温泉ボーリングの分布位置を取り囲むように、南北1.75km、東西1.25kmの範囲に設定し、その範囲に250～125mのグリッドを設定し、交点に41の測点を設けた(図II-3-7)。

3-2 調査結果

地中ガスの各成分の分析値や測定値は各地点で固有の分布パターンとして認めらる。これらを相互に比較するために、各成分の等値線分布パターンから値の高い“峰”の部分を抽出して、各成分の峰の分布を相互比較することによりガスの分布を規制するであろう地熱構造について検討した。

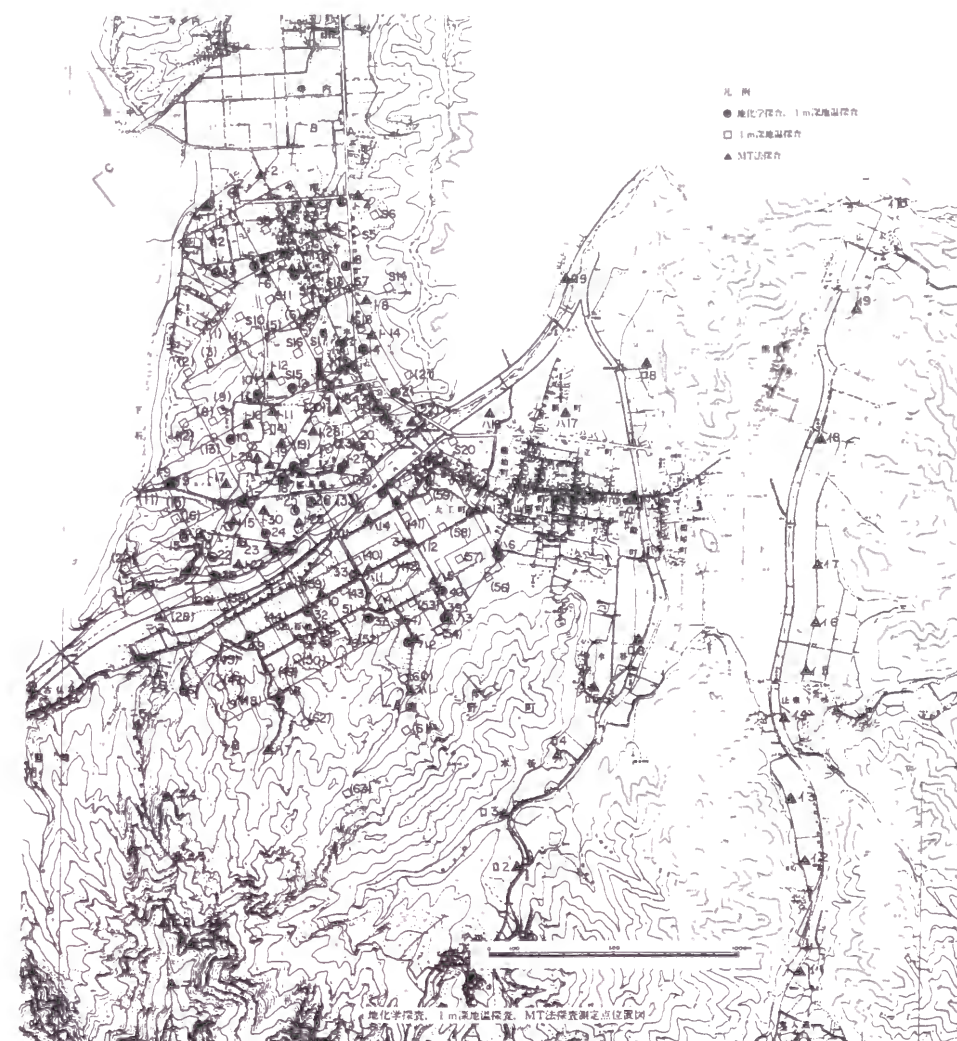
3-2-1 八丁原地点(図II-3-8)

(1) CO_2 と O_2

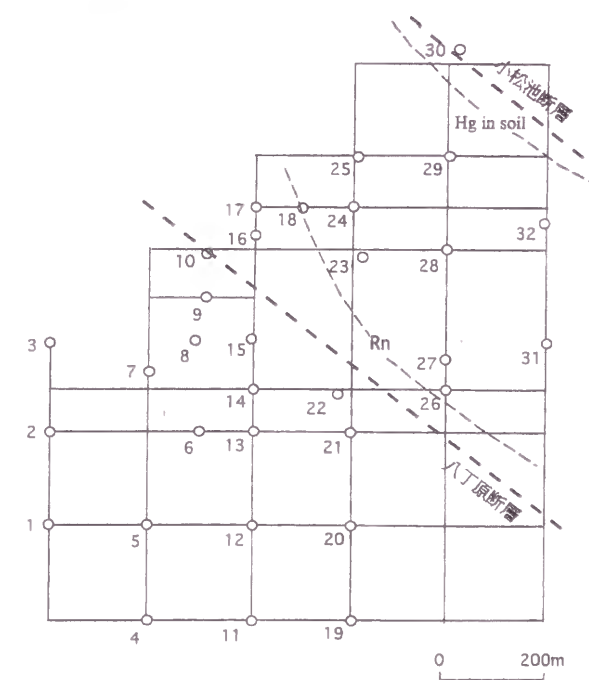
CO_2 と O_2 の関係は、 CO_2 が増加すれば O_2 が減少する。 CO_2 と O_2 濃度共に断層との関係は認められない。 CO_2 濃度の高いゾーンの延びの方向は伏在することが推定されている断層の走向に直行しているようである。このことは、地表をロームや黒ボクが覆っているため、黒ボクからの CO_2 に起因するものが多く、地下からの情報が正確に伝わらないためと考えられる。

(2) He/Ar 、 Ne/Ar 、 N_2/Ar

He/Ar 、 Ne/Ar 、 N_2/Ar 比については、これらの比の高いゾーンが帯状を示す傾向にあるが、この方向は、想定されている断層の走向とは斜交する。



図II-3-7 鹿野地点における測線および測点配置



図II-3-8 八丁原地点の各成分の異常値分布

(3) Hgガス

本地点における地中ガス中のHgガスの分布には特に顕著な方向性を示す異常帯は認められない。同時に採取された土壌中の水銀濃度の高濃度ゾーンは、地域北東にその分布が想定される小松池断層の分布と一致する。

(4) Rnガス

本地点のRn濃度は0~779cpmの範囲にある。Rn濃度の高い部分は、NW-SE方向に延びた峰状に2つ分布する。1つは調査地中央部にあり最大779cpm、もう1つは南西部にあり最大140cpmである。この分布パターンは、放置時間が1日でも1週間でも不変である。

このRn濃度の高い部分は、断層の延びの方向と同方向に延びるが、位置的にはそれとずれている。一方、現在発電に使用されている地熱流体の主生産ゾーンは、Rn濃度の高い部分に挟まれた谷状の部分にちょうど位置する。したがって、両者の間には何らかの因果関係が存在するものと考えられる。

3-2-2 秋ノ宮地点 (図II-3-9)

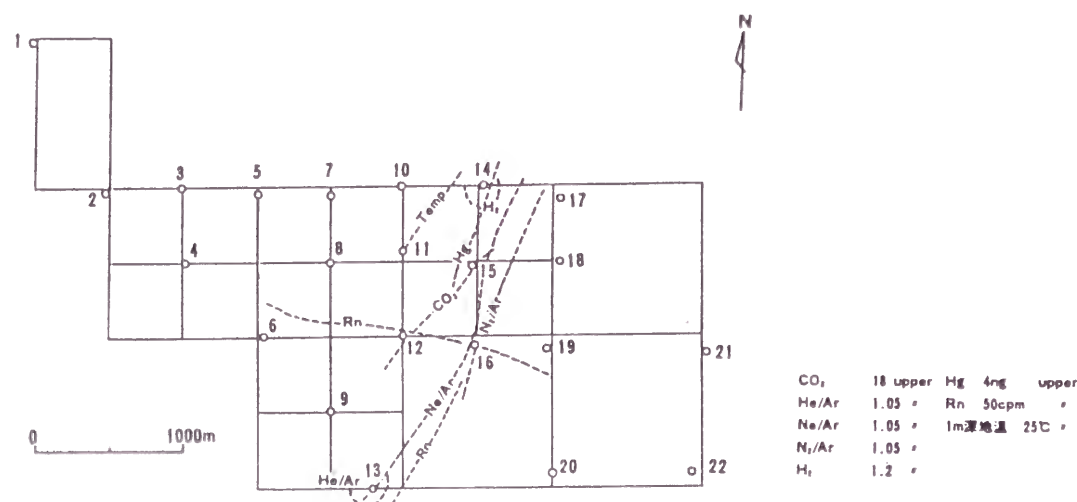
(1) 測線および測点

CO₂とO₂

CO₂とO₂には一部の測点を除けば、概ね負の相関を示す。これは、前述のように土壌や岩盤中の微生物による呼吸作用に起因するものと考えられる。この関係から離れて、No.12のCO₂濃度が高くなっており、スポット的に地下からCO₂が供給されている可能性がある。

(2) He/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar

He/Ar、Ne/Ar比の分布パターンは、概略N-S~NNE-SSWの方向性を有しており、特に地下からの情報と考えられる高い値を示すゾーンは、No.17、15、16を結ぶ線上に認められる。この方向性は、既存の地質調査によりその分布が推定されているNNE-SSWの断層と調和的であり、これら希ガスはこの断層に沿って上昇してくると想定できる。



図II-3-9 秋の宮地点の各成分の異常値分布

(3) Hgガス

Hg量は、No.14を中心にして、スポット的に高い値を示している。また2ng以上の値を示すゾーンは地域の北側に集中して分布し、かつ全体的な傾向としてWNW-ESEの方向性を示す。この結果と既存の地質調査結果を照らし合わせて検討すると、地域北部に分布すると推定されているWNW-ESE系の断層沿いに高い値を示すゾーンが分布する。

(4) Rnガス

Rn濃度は明瞭なWNW-ESEの方向およびこれから分岐したNNE-SSWの高濃度部を有する。この結果を既存試料と照らし合わせて検討すると

①この高濃度部が低濃度部と比較して著しく異なる構成物質からなっていない。また、この高濃度部は尾根・沢などの地形単位を横断している。

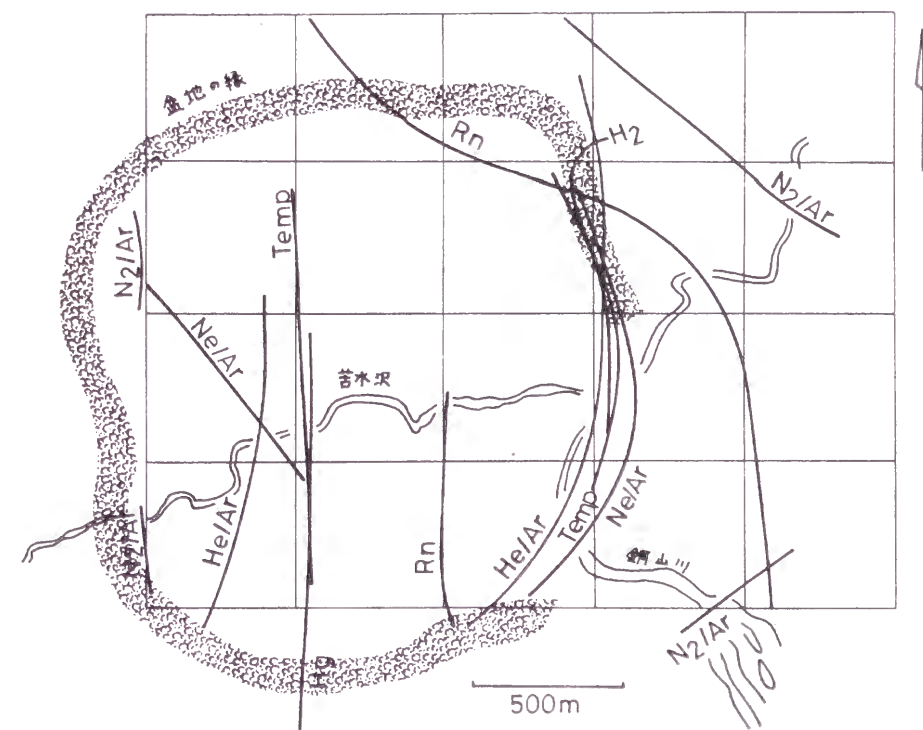
②地質構造的には、今回調査地内には“荒湯陥没帯”の北縁をなすWNW-ESE方向の断層が想定されており、Rnの高濃度部はこの断層沿いの上盤に位置している。また、これから分岐した高濃度部も同様に陥没帯中のNNE-SSW方向の断層の上盤沿いに位置する。

これらから、Rnの高濃度部は調査地内に推定される断層に沿った流体上昇速度が大きいゾーンを反映していると考えられる。

3-2-3 肘折地点 (図II-3-10)

(1) CO₂とO₂

CO₂とO₂との関係は概ね負の相関が認められるが、これらの関係から離れた関係を示す



図II-3-10 肘折地点の各成分の異常値分布

す箇所が高濃度部として認識され、これらはスポットとして、カルデラの東縁およびカルデラの中心部に位置する。

(2) He/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar比

He/Ar、Ne/Ar比の高いゾーンは、カルデラの東縁に沿って分布する。また、Ne/Ar比の高いゾーンが盆地中央西寄りにN-S方向の方向性を有して分布する。

(3) H₂ガス

H₂ガスの高濃度域は、カルデラの東縁部に沿って分布する。

(4) Hgガス

Hg量は、盆地の中央西寄りにN-S方向の方向性を有して分布する。

(5) Rnガス

Rnガスの高濃度部は盆地を取り囲むように分布しており、特に盆地北東方のNW-SEの高濃度パターンが顕著である。

3-2-4 鹿野地点

(1) CO₂とO₂

従来地熱源探査の有効な指標の一つとしてCO₂があげられており、本地点においてもCO₂ガス分布について検討した。その結果、大気で標準化したCO₂ガスの分布には異常値、また方向性が認められない(図II-3-11)。

O₂ガスについては、本地点の特にCO₂濃度の高い箇所を中心として10点分析した。その結果、大気で標準化したCO₂とO₂には負の相関が認められた。このことは、本地点のCO₂が植物の呼吸作用に依存しており、地下からの供給は示唆していないものと判断できる。

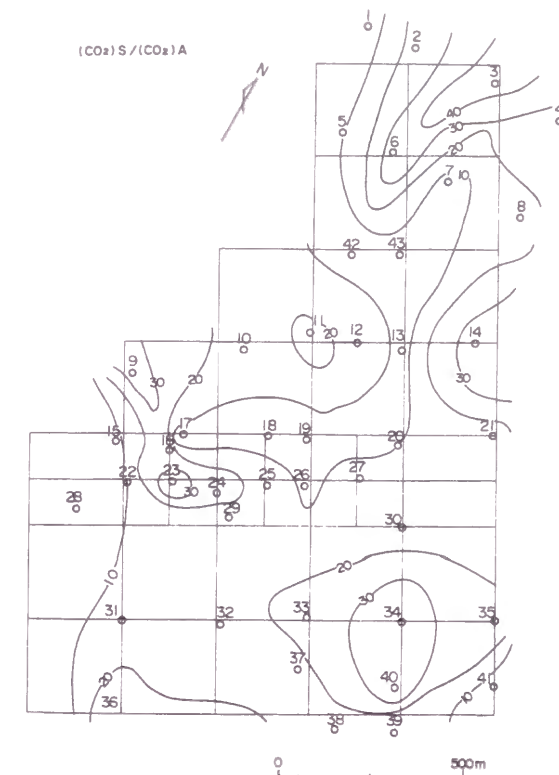
(2) He/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar

大気で標準化したHe/ArおよびNe/Arの平面的な分布を図II-3-12、13に示す。He/Arは1.19~0.88の値を示す。調査地中央部のNa26で最高値を示し、Na42、Na2を結ぶN-Sの分布パターンを示す。

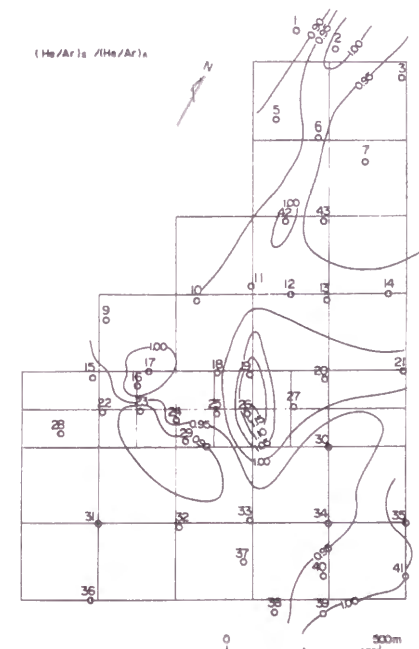
Ne/Arは1.03~0.80の値を示す。1.00以上を示す箇所はスポットとして点在するが、一般的にはN~Sの方向に延びる分布パターンを示している。

地下水温が高い場合には図II-1-2から判断すると、Ne/ArとN₂/ArおよびNe/ArとHe/Arの関係が互いに低い値を示す地中ガスになると予想できる。また1-2-1で述べたb)に起因する場合には、これらの比が高いガスが得られることになる。地熱源調査の場合には、a)とb)が矛盾するように思える。しかしながら、同一地点において同一時期に試料を採取した場合、各試料採取位置で地下水に溶解込む温度および地下水の温度がそれほど異なるとは考えられない。したがって、それぞれ比の高い所が地下から付加したガスを含んでいる可能性があり、逆に比の低い箇所も地下水温の高い所となり、比の高い所と低い所の両方が、地熱源や熱水・ガスの通路となる断層系の存在に関係していると思われる。

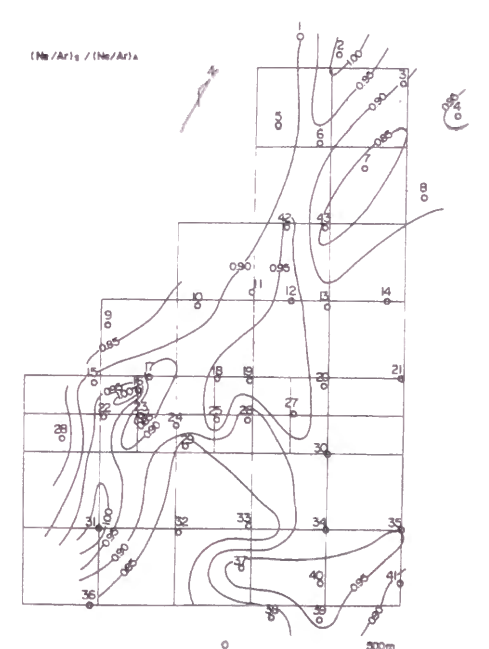
本地点での大気で標準化したNe/ArとHe/ArおよびNe/ArとN₂/Arとの関係を図II-3-14、15に示す。N₂/Arはほぼ1.0に集中しており、前述のa),b)の起源とは考え難い。Ne/Arと



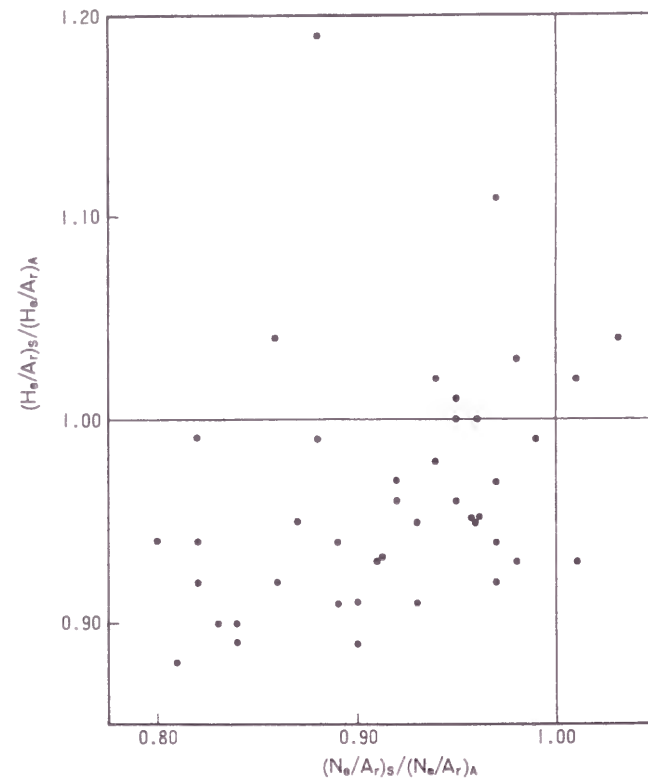
図II-3-11 CO₂ガスの分布(鹿野地点)



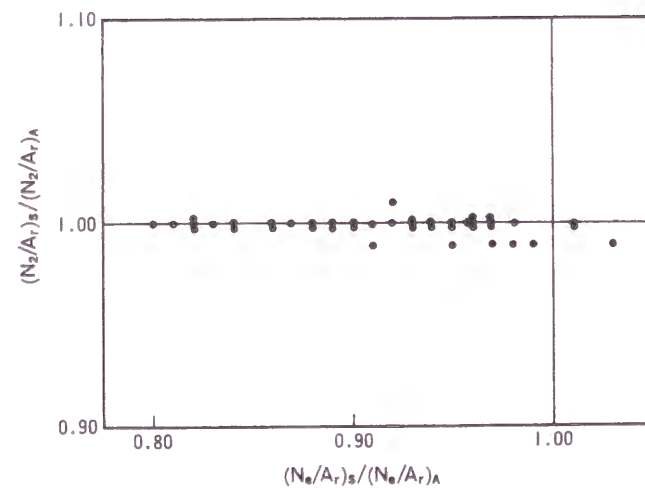
図II-3-12 He/Ar比の分布(鹿野地点)



図II-3-13 Ne/Ar比の分布(鹿野地点)



図II-3-14 Ne/Ar比とHe/Ar比の関係（鹿野地点）



図II-3-15 Ne/Ar比とN₂/Ar比の関係（鹿野地点）

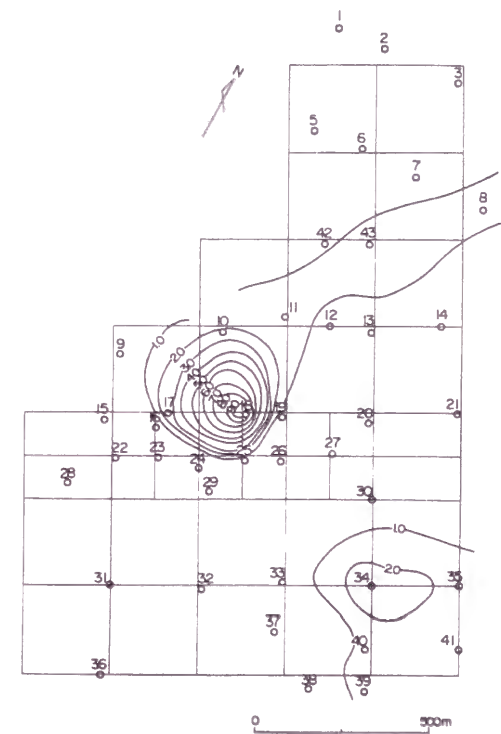
He/Arでは両者に弱い負の相関が認められる。

（3）Hgガス

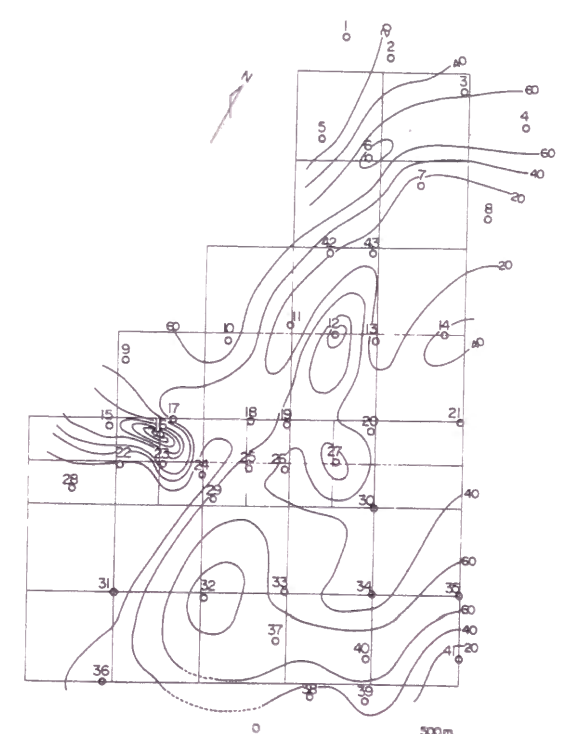
Hgガスは孔中に1週間吊した金線に付着した水銀量として表わした。Hg量は0.1～9.1 ngの値を示している。平面的な分布を図II-3-16に示す。調査地のほぼ中央部のNo18を中心として異常値の分布が認められ、この箇所からNEに延びる分布パターンを示す。

（4）Rnガス

Rnガスの測定値は0～169cpmの範囲に分布する。このうち80cpm以上の値を示す箇所はスポットとして分布する。特に調査地北半部では、これらスポットを結ぶNNE-SSWの分布パターンが認められる（図II-3-17）。



図II-3-16 水銀量の分布（鹿野地点）



図II-3-17 Rnガスの分布（鹿野地点）

3-3 地中ガスと地熱構造（表II-3-1）

3-3-1 八丁原地点

各成分の特定の値以上を示すゾーンを“峰”として読み取ると、CO₂とO₂濃度、He/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar比およびHgガスでは地熱貯留層となる断層系との関係を示す峰は認められない。これに対し、Rn濃度はNW-SE方向に延びた2つの峰が分布し、位置的にはずれるが、貯留層となる断層の方向性と一致し、主生産ゾーンが峰に挟まれた谷の部分に相当することから、何らかの因果関係が存在するものと考えられる。また、土壌中の水銀濃度が小松池断層に沿って高くなっている。

表Ⅱ-3-1 各ガス成分の平面分布と地熱構造の関係

地点名		八丁原地点	秋の宮地点	肘折地点	鹿野地点
地熱兆候		あり、地熱発電所稼行中	あり、電中研HDRサイト	あり、NEDOのHDRサイト	あり
地質状況		ボーリング調査、各種物理探査などにより深部までの地質構造が確認されている。	地表踏査、物理探査等により地表における断層位置が推定されている。	各種調査により、深部の地質構造が確認されている。	地表踏査により地質構造が調査されている。
地中ガス成分	CO ₂ ガスとO ₂ ガス	地熱構造との関係は認められない。	特に関係は認められない。	地下での地熱源に関する断層系との関係を示唆する。	特に関係は認められない。
	He/Ar比 Ne/Ar比 N ₂ /Ar比	これらの比の高い部分すなわち峰の部分は存在するが貯留層となる断層系と斜交する。	断層の上盤側にこれらの峰部分が認められる。	He/Ar、Ne/Ar比の高いゾーンは、カルデラの東縁に沿って分布する。	He/Ar、Ne/Ar比の峰部分が温泉の分布域とほぼ一致する。
	H ₂ ガス	地熱構造との関係は認められない。	特に関係は認められない。	カルデラの縁の一部と高濃度部が一致する。	特に関係は認められない。
	Rnガス	断層に沿って2つの峰が分布するが、主生産ゾーンは谷になっている。	一部の断層の上盤に峰が分布	カルデラの一部に峰が認められる。	峰の分布と温泉の分布が一致
	Hgガス	地熱構造との関係は認められない。	断層の交差部でスポット的に高濃度を示す。	地熱構造との関係は認められない。	温泉分布域と関係があり、特にスポットとして高濃度部が存在する。

3-3-2 秋の宮地点

各成分の特定の値以上を示すゾーンを抽出すると、地域の中東部においてNNE-SSWの方向性を有するゾーンが認められる。この分布は荒湯陥没帯中に推定されるNNE-SSW方向の断層の上盤側に位置しており、この断層を経路として供給されるガスの存在を示唆しているものと考えられる。また、RnやHgの分布は、荒湯陥没帯の北縁をなすWNW-ESE方向の断層を示唆し、両断層の交点でHgの値は最高となっており、これらの断層の交点で地熱兆候があることと一致する。

3-3-3 肘折地点

峰の分布は大きく3つのパターンに大別してとらえることが出来る。1つは盆地の縁またはその外側にあり、全体として盆地を取り囲むようなもので、N₂/Ar比がこの様な峰の分布を示す。Rnは盆地東方にNW-SE方向の峰を持つ。第2は、盆地の東縁に沿って湾曲して存在しているものであり、H₂、He/Ar、Ne/Ar比の峰がほぼ同位置、同方向に存在する。またCO₂の高濃度部はこれらの峰の集合部上にスポットとして分布する。第3は、盆地中央西よりにはほぼN-S方向に存在するものであり、Hg、Ne/Ar比の峰がこの様に分布する。

既存の調査結果では、盆地の縁に山体の陥没に伴って形成されたであろう断層が推定されており、これが地熱流体の移動経路となっていると考えられている。盆地の東縁に沿って地中ガスの異常が認められたため、この付近で特に地熱流体の移動が激しい可能性があり、本箇所が肘折温泉の分布と一致することもそれを示唆している。

3-3-4 鹿野地点

峰の多くは地域の北半部に集中して存在し、その分布方向は概ねN-S～NNW-SSEを示し、ほぼ調査域の中心部に収斂する。さらにこの中心部にはHgの非常に高濃度域がスポットとして存在する。各峰の分布位置とその方向性は、地下に分布すると想定される鳥取花崗岩と吉岡花崗岩との境界部に相当し、さらに温泉の分布域ともほぼ一致する。

3-4 鹿野温泉湧出機構のモデル化

ここでは、鹿野温泉の温泉湧出機構、換言すれば地熱構造モデルを作成する目的で、上記の地中ガスを指標とした地化学調査にとどまらず、温泉水の酸素・水素同位体測定および1m深地温調査、重力探査、MT探査等の物理探査を実施した。ここでは、これらの調査結果を示し、あわせて温泉の湧出機構の検討結果について記す。

3-4-1 酸素・水素同位体調査

酸素・水素同位体比分析の結果を図Ⅱ-3-18に示す。

本地域の沢水は、 δD 値が-48.2～-51.3‰、 $\delta^{18}O$ 値が-8.6～-9.1‰の範囲にあり、日本の全国平均の天水の値よりも日本海側の天水平均值寄りに分布し、かつ採取場所による有意な差は認められない。本地域の温泉水（SKN(H)-4は各泉源から集水されたものであり、除外する）は、 δD 値が-46.7～-53.0‰、 $\delta^{18}O$ 値が-8.4～-9.1‰の範囲にあり、沢水と同様日本の全国平均の天水の値から日本海側の天水平均值寄りに分布し、場所によりわずかな有意差がある。また、本地域における温泉水の平均値は δD =-50.2‰、 $\delta^{18}O$ =-8.9‰となるが、これは沢水の平均値（ δD =-49.7‰、 $\delta^{18}O$ =-8.8‰）にほぼ等しい。

このことは、同位体比的にみた当箇所の温泉水の性格として、一般的には次の二つの可能性を示唆すると考えられる。

(i) 当箇所の温泉水は、地下に浸透した沢水がほとんど同位体交換を行なうことなく高温の岩体に熱せられて出てきている。

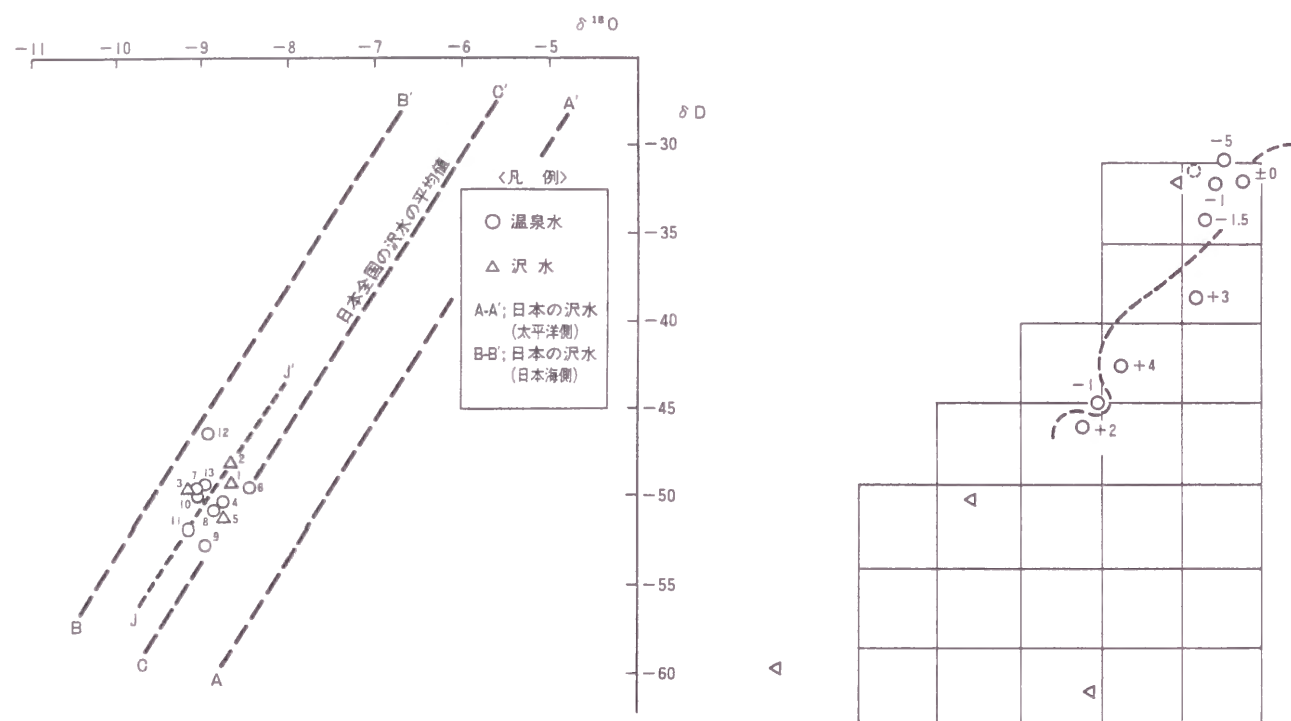
(ii) 地下深部から上昇した高温の熱水（同位体的には $\delta^{18}O$ シフトを伴うような）が、当箇所岩盤表層部において、上位を被覆する厚い砂・礫層中を流れる地下水（同位体的には沢水と同じと考えられる）の浸透によって稀釈され、沢水とほとんど変わらぬ同位体組成となって出てきている。

一方、本温泉の δD ～ $\delta^{18}O$ 値に僅かながら認められる場所による差異については、次の様な考察も可能である。

当箇所沢水同位体比の平均値を通り日本の天水の平均値ラインと同じ勾配のラインをJ-J'とし、これと各温泉水位同位体比との偏差を $\delta^{18}O$ 値スケール上（図Ⅱ-3-18の横軸上）で読み取り、この値を各温泉水採取位置にプロットしてみると図Ⅱ-3-19に示すようになる。この場合、J-J'ラインより重い側(図の右側)をプラス(+)、軽い側(図の左側)をマイナス(-)として偏差値の符号としている。

値がプラス側に属するものは相対的にマイナス側のそれに比べて、

(i) 地下からの熱水上昇が多い（または逆に砂・礫層中地下水の岩盤表層部での混



図II-3-18 温泉水、沢水の酸素・水素同位体
(鹿野地点)

図II-3-19 沢水平均值ラインからの
温泉水の $\delta^{18}\text{O}$ 値偏差分布

入が少ない)。

(ii) わずかながら浸透した地下水と高温の岩体との接触時間が長い。

の可能性が考えられる。また、プラスとマイナスの境界線(図II-3-19の破線)の方向と位置が、吉岡花崗岩の貫入方向と位置にほぼ一致することは、破線の右側付近に沿って地下深部からの熱水が上昇している可能性を示唆している。

3-4-2 物理探査

(1) 1 m 深地温調査

1 m 深地温測定にあたっては測定点毎に種々の補正を行なう必要がある。このうち測定結果に影響のある主たる要素として、高度、日射量、経日変化が考えられる。

高度補正については、測定点分布高度が50m以内と小さいため、実施しなかった。

日射量に対する補正については、最も大きな影響を与えると判断される植生について、測定点を裸地、草地に大別した。各々のグループの平均値はほぼ同様であったため、グループ間の補正は実施しなかった。

経日変化に関する補正を検討するため、調査期間中の一定時間に基点における1 m 深地温を測定した。基点における経日変化は大局的には日数の経過に比例して上昇する傾向が認められる。この図より日数が経過するにしたがい0.2℃/dayで地温が上昇し、最終調査日を基準に補正を実施した。

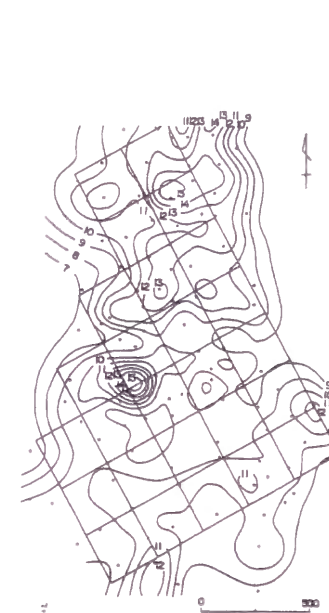
補正結果をもとに作成した1 m 深地温分布を図II-3-20に示す。1 m 深地温の補正値は7.2~17.9℃の範囲を示しており、平均値は10.5℃である。全般的には、地温は地域北部

が南部に比べて高い。最高地を示すのは調査地中央部のNo17である。またスポット的に高い値を示す個所は調査地北部ではほぼN-Sの配列を呈している。

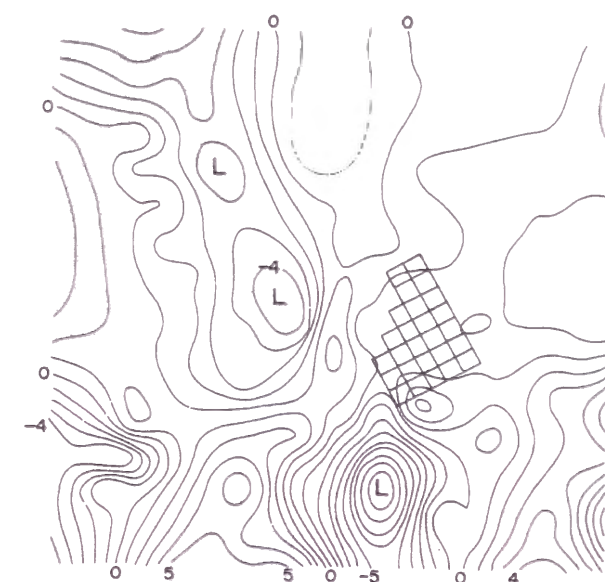
(2) 重力探査

本地域の重力分布は北から南へ向かって低くなる傾向が認められる(図II-3-21)。重力分布の局部的傾向としては、南部に低重力異常部が分布する他は、特に顕著な異常は認められない。低重力異常部は、周囲の地質に比べ密度の低い地質の存在を示しており、堆積盆、陥没地形等が推定される。

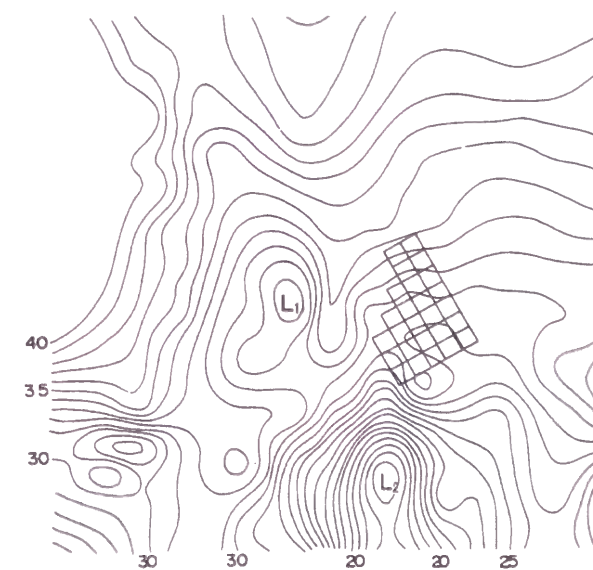
図II-3-22は、等重力線図から2次傾向面を差し引いたもので、重力分布の広域的傾向、



図II-3-20 補正した1m深地温分布
(鹿野地点)



図II-3-21 鹿野地点の重力異常図 (m gal 間隔)



図II-3-22 鹿野地点の重力残差図 (m gal 間隔)

すなわち北から南へ向かって低くなる傾向が取り除かれ、地域的な重力分布を表現したものである。南部に位置する低重力異常L1については、東郷累層の安山岩質火砕岩類および三朝層群の人形峠累層の分布に起因するものと推定できる。また中央部L2の低重力異常については、東郷累層の安山岩に起因するものと考えられ、またL2の形状からこの安山岩が陥没したカルデラ中に存在すると推定できる。

(3) MT探査

各周波数毎のうち7.8および14.0Hzの見掛け比抵抗分布図を図Ⅱ-3-23、24に、また図Ⅱ-3-23に示した、A-A'、B-B'、C-C'ラインのうちB-B'ラインでの見掛け比抵抗擬似断面図を図Ⅱ-3-25に示す。なお、MT探査では、探査深度は使用する周波数に依存しており、当地点では、7.8Hzでは深度約4700m以浅、14.0Hzでは深度約3500m以浅の情報を含んでいるといわれている。

本地域で得られた、見掛け比抵抗値（以下 ρ_a ）は200 $\Omega \cdot m$ と3,200 $\Omega \cdot m$ を境に低 ρ_a 、中 ρ_a 、高 ρ_a の3クラスに分けて以下の説明に用いる。

1) 高 ρ_a 帯の平面分布

7.8Hz～20.4Hzでは、高 ρ_a 帯が地域東側に分布しており、特に14.0Hzではこの高 ρ_a 帯がENE-WSWに延びている。

高 ρ_a 帯の分布は北西部ではまばらにしか見られない。また40Hz、17.4KHzでは上記の高 ρ_a 帯の分布域はしだいに縮小し、見掛け比抵抗値が地下浅部に近づくにつれて、全体的に低くなっている

2) 中、低 ρ_a 帯の平面分布

7.8Hz～20.4Hzでは、中、低 ρ_a 帯が主に地域北西部を中心に広がっている。特に低 ρ_a 帯はグリッド設定個所で複数の低 ρ_a の目をつくっており、このうちグリッドの中心部で最も顕著であり、かつ深部から浅部へ連続して存在している。7.8Hzにおいては、低 ρ_a 帯が調査地南西部から北方へと延びている。

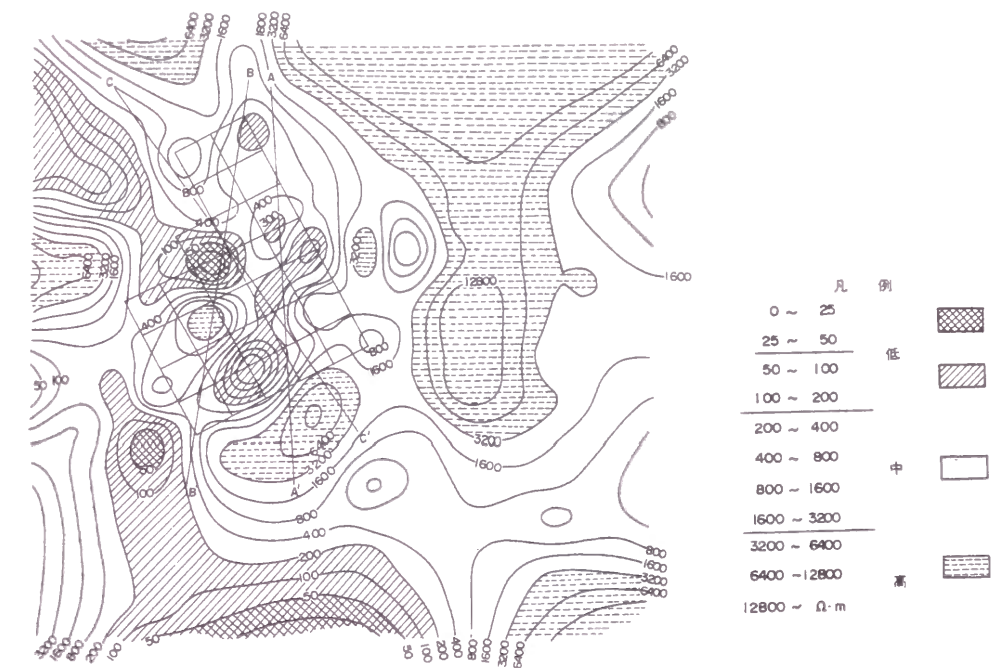
次に見掛け比抵抗擬似断面について述べる。低 ρ_a 帯はグリッド設定範囲で複数のスポットとして分布するが、B-B'断面のトー10後かに認められる低 ρ_a 帯以外は浅部になるに従い縮小または消滅しており局所的な存在あるいは地下深部にのみ存在している。さらにトー10を中心とする低 ρ_a 帯は鹿野温泉の分布に一致している。

3-4-3 温泉湧出機構の検討

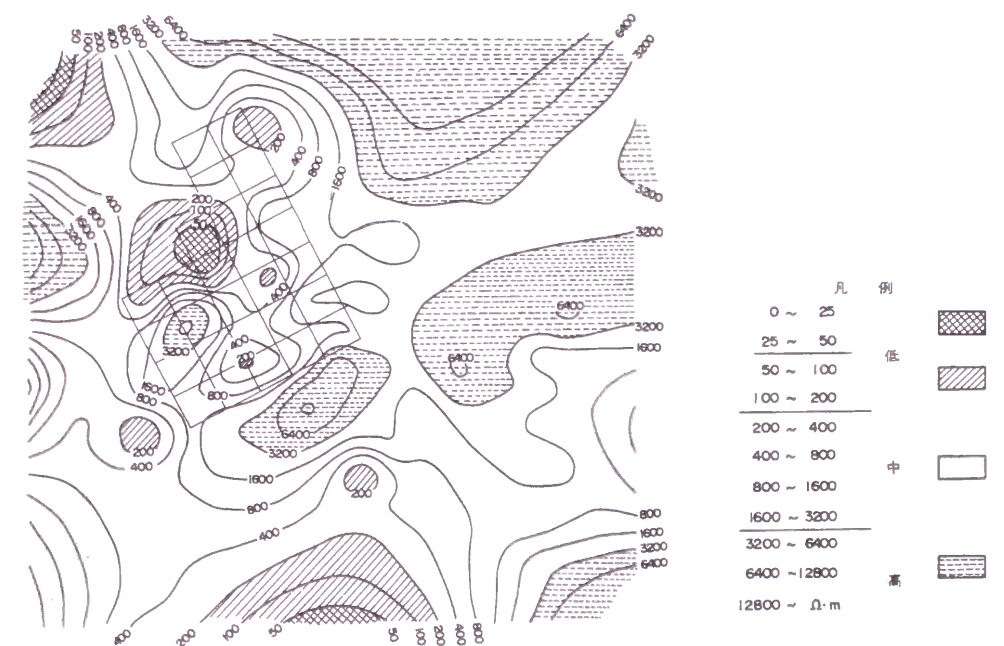
これまでの述べた各調査・探査のうち、地中ガス調査、MT探査、1m新地温調査の地表および地下での分布パターンは主として以下の要素に起因している。

i) 地中ガスについては、地下においてガスおよびガスを取り込んでいる水の通路と成る箇所、すなわち地下での断裂系を反映している。特にこの断裂系が傾斜している場合には地表近くでは上盤側の割れ目の発達した岩盤を上昇してくる（井上 他1987）。このうち、水銀は温度上昇に伴い、その蒸気圧が異常に上昇することから地下での温度の指標となり得る。

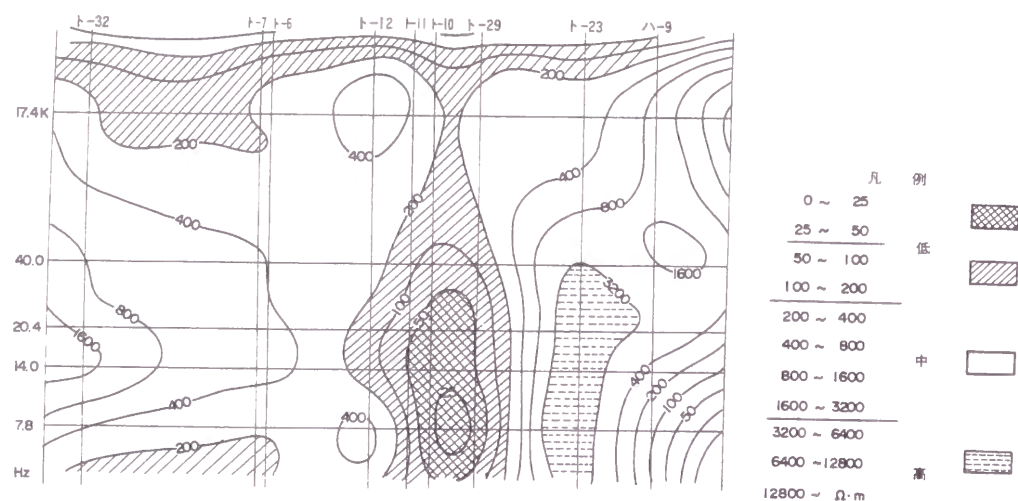
ii) 低比抵抗帯については、地下での地下水の賦存状態、すなわち割れ目の卓越した



図Ⅱ-3-23 鹿野地点の見掛け比抵抗水平分布図（7.8Hz）



図Ⅱ-3-24 鹿野地点の見掛け比抵抗水平分布図（14.0Hz）

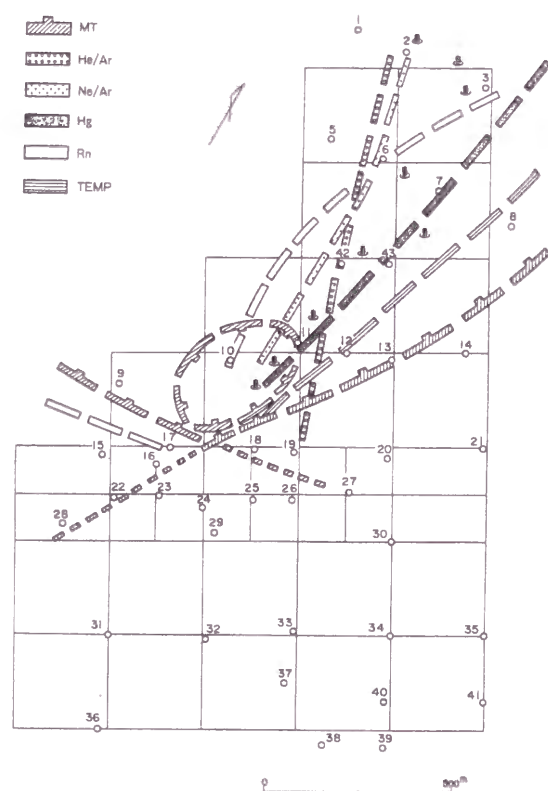


図II-3-25 鹿野地点の見掛比抵抗疑似断面図 (B-B'断面)

岩盤中の水の状態を反映している。

iii) 1 m深地温は、地下での熱源の分布を示唆し、特に狭い範囲では地下での熱水の分布を示唆するものと判断できる。

上述の探査の測定値および計算値の平面的な分布は、それぞれ固有のパターンを示す。これらを相互に比較するため、地中ガス探査の調査域について各々の等値線分布パターンから、特定の値以上の異常値（峰）を図II-3-26に示した。



図II-3-26 各成分の異常値の分布 (鹿野地点)

この結果、これらの異常値の分布は調査域の北半部に集中し、大半がN-S～NE-SWの方向性を有することが判明した。特にこれらの異常値は各々分布位置が若干ずれるが、調査地中央部Na17～Na19（地中ガス探査の測定点）に集中する傾向にある。

以上の事実は、当温泉の泉源が河内川以北、すなわち調査地北半部に分布しかつ分布方向がN-S～NNE-SSWであることと調和的である。

以上の結果を踏まえて、本鹿野温泉の湧出モデルを検討した。

温泉の湧出モデルを明らかにするには、熱源の分布状況、熱水の経路を明らかにする必要がある、この観点から上述の結果を踏まえてモデル化を行った（図II-3-27）。

本調査地域での基盤は鳥取花崗岩、鳥取南部火山岩類に属する凝灰岩類およびこれら貫く吉岡花崗岩である。吉岡花崗岩はNNE-SSWおよびENE-WSWの2方向の岩体があり、両者が地中ガス探査範囲のほぼ中央部で交差する形を呈している。前者の岩体は幅が数m～数十mと後者に比べて小規模となっている。

一般にへい入岩体の周辺部には冷却時の節理が良く発達する傾向があり（笹田、1980）、孤立したいくつかの花崗岩帯の周辺部において数多くの温泉が認められおり、鹿野温泉もその1例としてとらえることが可能である。

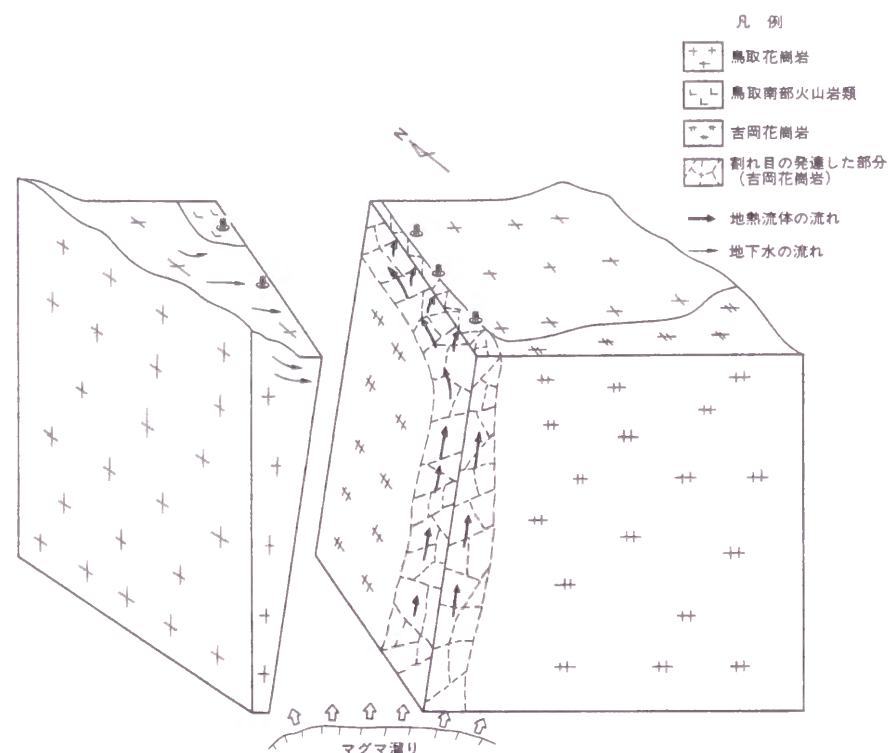
地中ガスの異常値の分布はNNE-SSW方向の吉岡花崗岩の方向性とほぼ一致しており、かつ位置が全般的に西側に若干ずれている。このことから、本岩体と鳥取花崗岩の境界部には地下からのガスが移動するフラクチャが存在し、かつこのフラクチャが西側傾斜していると推定できる。また水銀ガスの異常値が地域中央部に認められ、この部分に地下からの熱流体が上昇する可能性を示唆している。

MT探査の結果、低比抵抗帯は吉岡花崗岩の貫入方向を示唆しており、かつ、貫入岩体の交差部に低比抵抗帯が地下深部に及んで分布しており、この個所において割れ目が地下深部にまで発達していることを示唆している。このことは前述した水銀の異常値分布と一致する。流体がこの個所を流路として地下深部から上昇し、浅部において割れ目の発達したNNE-SSW方向の吉岡花崗岩に沿って湧出してくるものと推定できる。

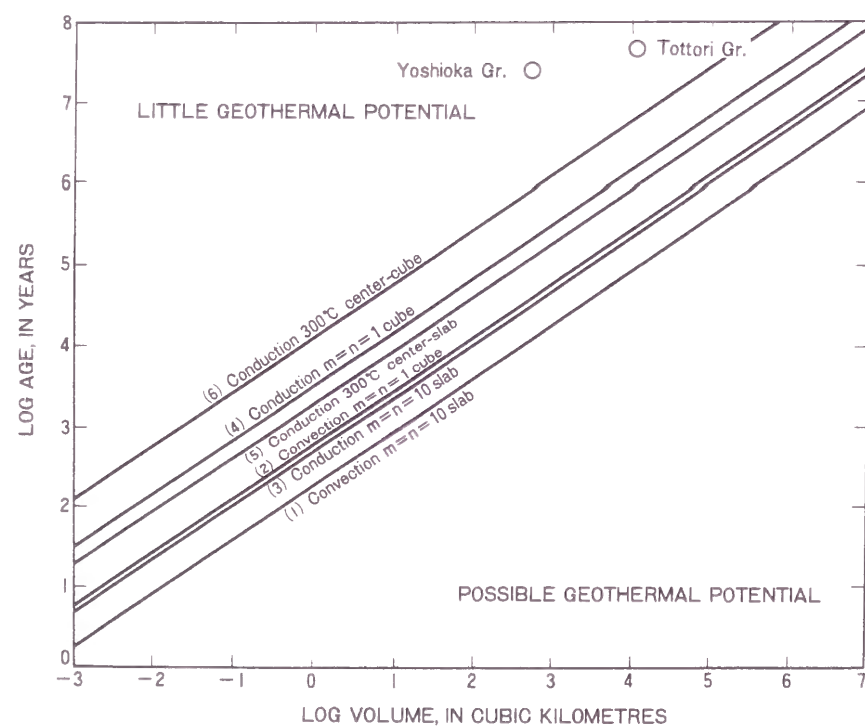
温泉水中の同位体は、日本海側の天水に比べに差異のある比を示すものが認められ、この分布がほぼ南北に延びる温泉井の中で特に東側に偏る、すなわち西側の温泉に比べ東側の温泉がより熱水の影響を受けていることを示している。このことから、吉岡花崗岩に沿って湧出してきた地熱流体が、西側からの地下水（地表からの浸透水）によって希釈されていると推定される。

熱源に関する調査を実施していないので、詳細は不詳であるが、以下のように推定できる。

本地点のキューリ点の深度は約8Kmと比較的浅い（大久保、1984）。また、スミスとショーのダイアグラム（Smith and Show, 1975: 図II-3-28）によれば、吉岡、鳥取両花崗岩体が熱源として期待出来ないことから、本地域の熱源としては、地下深部のマグマ溜りの可能性が高い。



図II-3-27 鹿野温泉の湧出モデル



図II-3-28 スミス・ショーダイヤグラム (Smith, R. L. and Shaw, H.R., 1975) にプロットした鳥取、吉岡花崗岩図

4. 調査システムの断層探査への適用

4-1 調査対象断層の概要

4-1-1 根尾谷断層

濃尾地震の際に活動した断層は、松田（1975）によって詳しく調査されている。それによると、図II-4-1に示すように、北から、温見断層、根尾谷断層、黒津断層、水鳥断層および水鳥大將軍断層、梅原断層、古瀬断層である。根尾谷断層は、これら断層群のほぼ中央にあり、岐阜・福井県境の能郷白山付近から根尾村を経て本巣町川内平松に至る。地震変位の認められる長さは35Kmである。

根尾谷断層の濃尾地震の変位は、村松他（1964）と松田（1974）によると、水鳥付近で鉛直成分が6mで水平成分がほとんどない。金原付近では鉛直成分が1m以下で水平成分が最大8mである。

根尾谷断層の南端に位置する岐阜市佐野と梅原断層の北端の高富町高田の2箇所、京都大学防災研究所によりトレンチ発掘調査が行われた（京都大学防災研究所、1983）。その結果によると佐野のトレンチでは断層変位は確認されず、根尾谷断層による変位はここまで及んでいなかったことを示す。一方、高田のトレンチでは濃尾地震を含め、5回の活動が明らかにされている。

岐阜県本巣郡金原地区では濃尾地震の際に根尾谷断層の変位によって畔の左ずれが生じた。本箇所では、電力中央研究所によってトレンチ調査、その後の断層の諸計測が実施されている（宮腰他、1986）。トレンチ調査の結果、畔に左ずれ変異が認められた場所の表土、砂礫等堆積物に覆われた美濃帯中古生層の基盤中に幅12mの破碎帯を有する断層が確認された（図II-4-2）。断層破碎帯は東側境界付近で約2.3mの鉛直落差を持っている。堆積物の変位状況から少なくとも4回の断層運動があったことが判明しており、その時期は更新世後期から完新世にまたがると推察されている。

本箇所は地形が細い谷状を呈するため、断層に直交して北に2条、南に3条の長さ150から250mの5条の測線に50の測点を設定した（図II-4-3）。

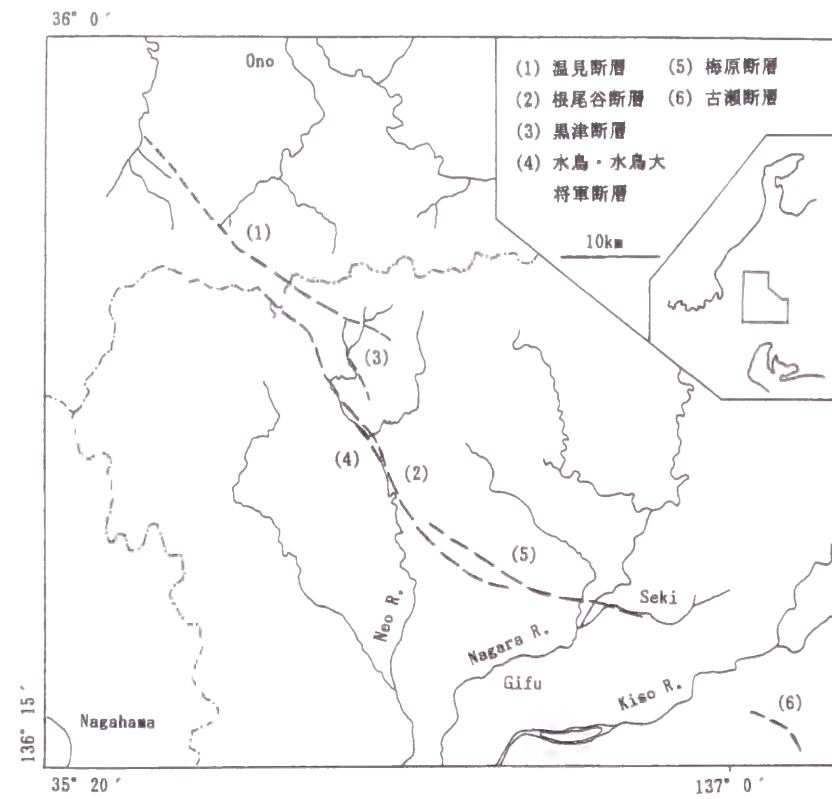
4-1-2 阿寺断層

阿寺断層は本州中央部をNW-SE方向に走る、延長70kmの日本を代表する活断層である。本断層は北東側隆起成分を持つ左横ずれ断層である。水平変位量は地質および地形的なずれから5～15Km、垂直変位量は800mと見積もられている。Sugimura and Matsuda（1965）によれば、水平ずれの平均変位速度は3～5m/10³yearである。

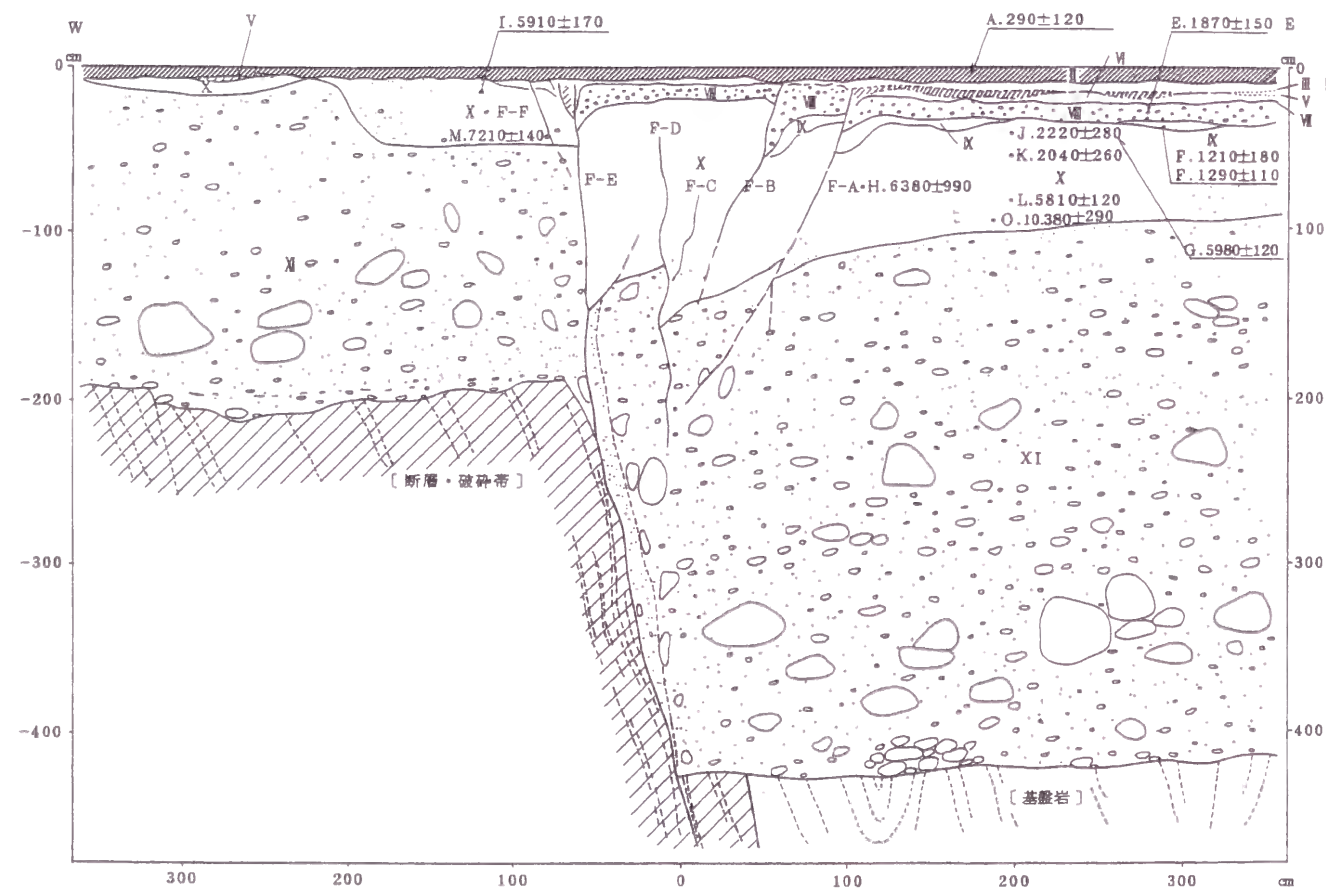
この断層の活動周期、活動時期を明らかにするため、この断層の中央から南東部にかけて4箇所のトレンチ調査（地質調査所、1982、1986）が実施された。その結果、阿寺断層は過去13000年の間に平均1700年の間隔をもって繰り返して活動しており、最新活動時期は800～1300年前であると推定された（栗田他、1986）。

阿寺断層の北西部において3条に分岐する活断層のうちの萩原断層が通過する岐阜県下呂町乗政字三ツ石において、同断層のトレンチ調査が実施された（愛知県立大学他、1987）。

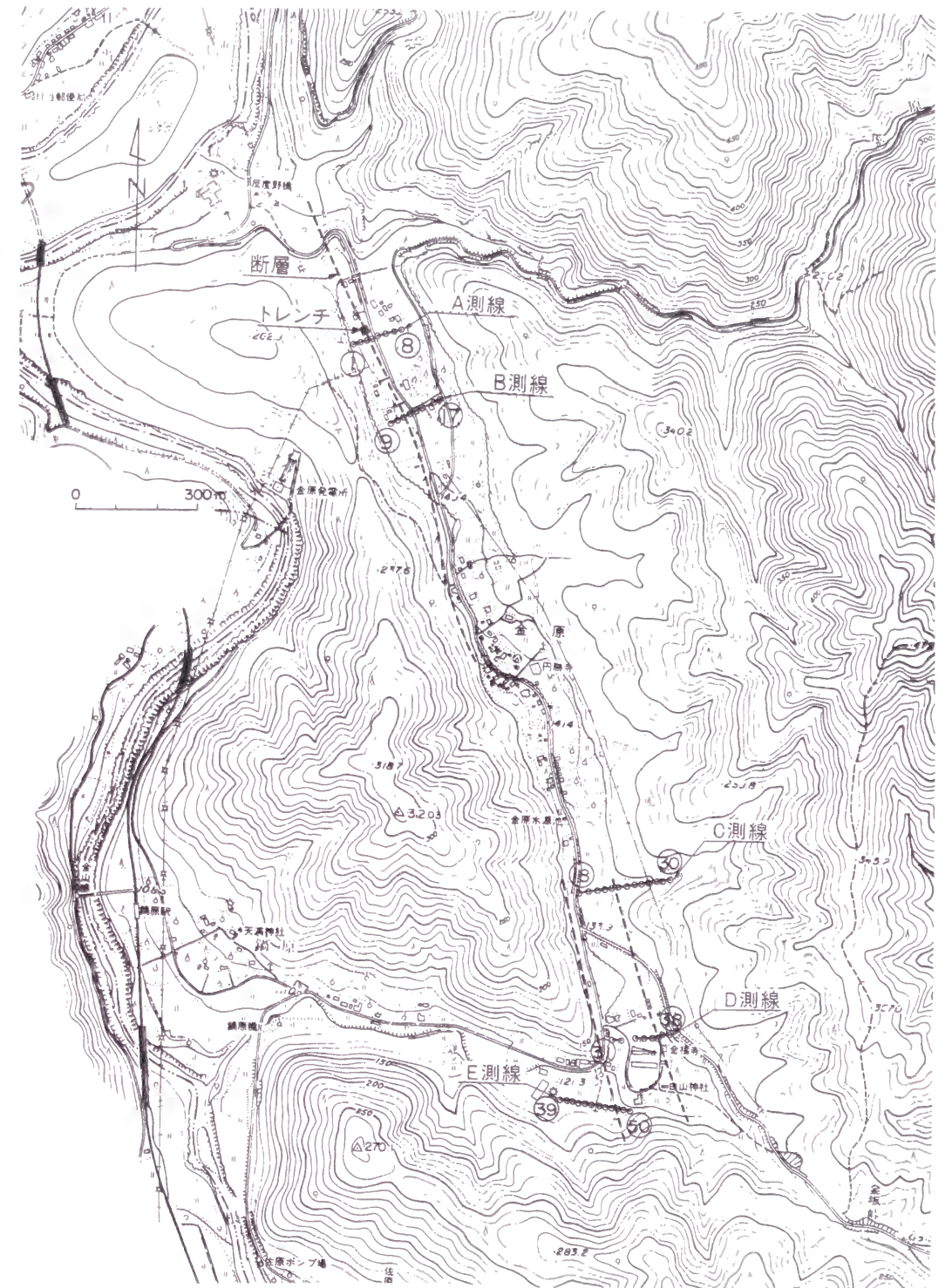
トレンチは、乗政川支流の低位段丘を変位させる比高2～4mの低断層崖において掘削



図II-4-1 濃尾地震で活動した断層（松田、1974）



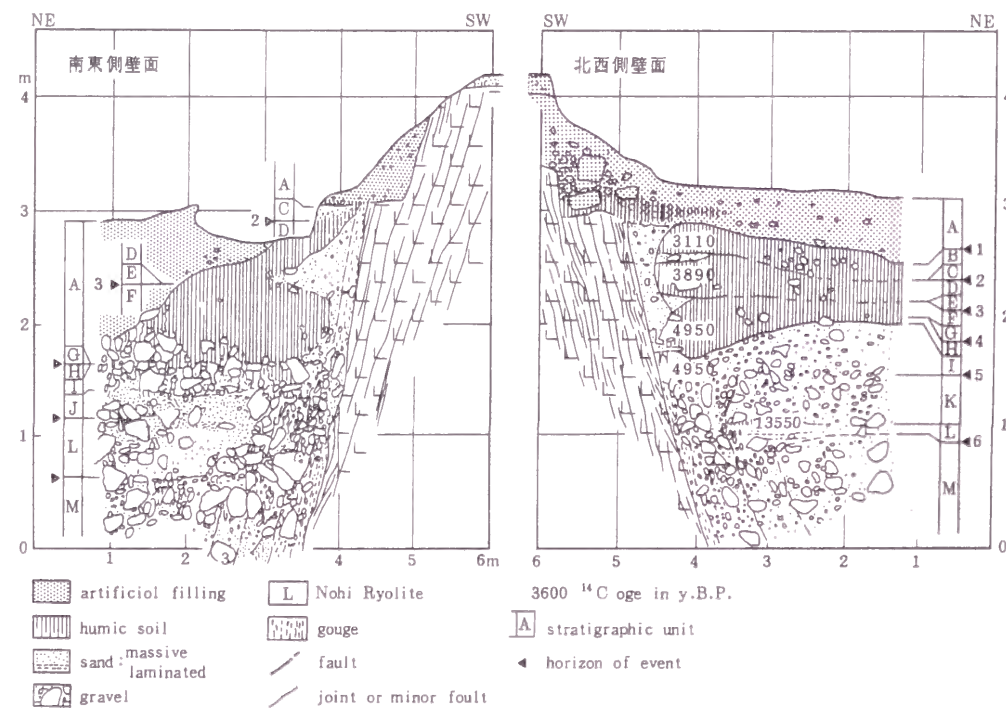
図II-4-2 根尾谷断層のトレンチ断面のスケッチ図
（宮腰他、1986）



図II-4-3 断層破碎帯の位置および測線位置（根尾谷断層金原地区）

された。ここでは低断層崖の北東側（上流側）が沈降して湿地が形成されている。トレンチ壁面の南西部に節理もしくは小断層が密に発達した濃飛流紋岩が、北東側には段丘礫層および腐植土層と崖錐性砂礫層の互層が、また基盤と堆積層の間には3～4条の断層と断層粘土からなる幅0.2～1.5mの断層帯が観察されている（図II-4-4）。以上のトレンチおよび露頭での調査結果により、萩原断層では約7000年前以降少なくとも4回以上の断層活動があり、最新の断層活動は約1100年前以降であったと推定されている。

調査範囲は既存のトレンチ箇所を中心にして、南北100m、東西150mで、この範囲内に12～25m間隔のグリッドを設け、その交点に31測点を設置した（図II-4-9参照）。



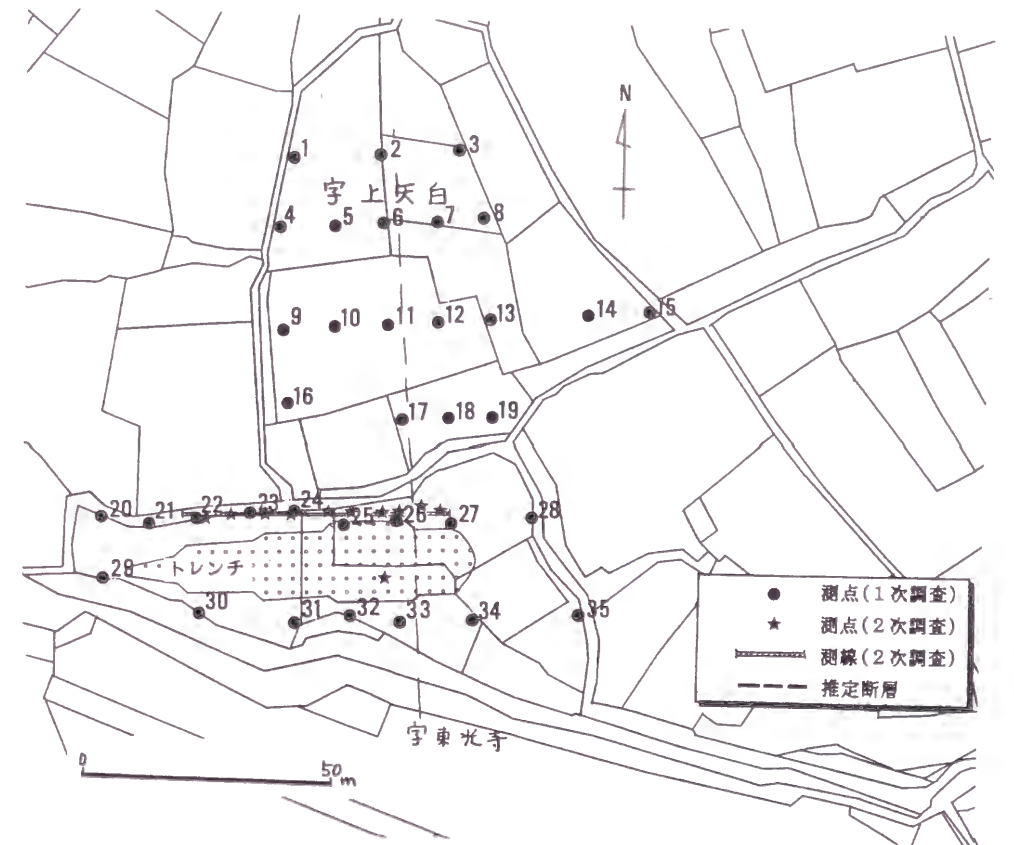
図II-4-4 阿寺断層系萩原断層のトレンチ断面スケッチ図
（愛知県立大学他、1987）

4-1-3 深溝断層

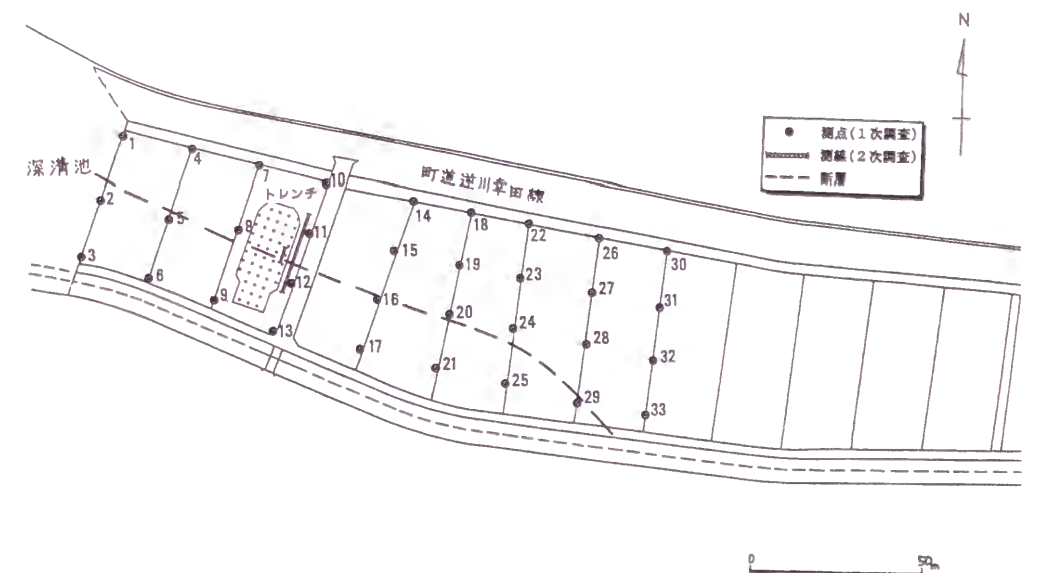
三河地震（1945年1月）の際に三河湾沿いの西浦半島から西尾市にかけて、低断層崖やとう曲崖を伴う二本の屈曲した断層線が現れた。このうち蒲郡市形原町から額田郡幸田町を通り幡豆郡吉良町まで続くものが“深溝断層”（津屋、1946）、吉良町から西尾市竜まで続くものが“横須賀断層”（井上、1950）と呼ばれている。

この地域の基盤岩は、領家帯に属する片岩と花崗岩類よりなり、これらを覆い矢作川流域と三河湾沿いには沖積層が分布する。津屋(1946)によれば、深溝断層の分布は複雑に屈曲した逆断層であるが、一本の連続した線として地表に現れたとされている。

トレンチ調査は深溝断層がN-Sの方向性を示す東光寺地区、E-Wの方向性を示す西深溝地区において実施された（図II-4-5(a)、(b)）。曾根他（1990）曾根、上田（1990）によれば、東光寺地区においては、断層はN7E/53N方向の西側が隆起した逆断層である。



図II-4-5(a) 測線および測点位置図（深溝断層東光寺地区）



図II-4-5(b) 測線および測点位置図（深溝断層西深溝地区）

基盤は上盤が泥質片岩、下盤が石英閃緑岩で角礫を主体とした幅約5mの断層ガウジが上盤側に分布する。西深溝地区では、断層はN69W/55S方向の南側隆起の逆断層である。基盤は上盤、下盤共に泥質および珪質片岩よりなり、断層面上盤側約3.5m、下盤側約2mは鱗片状の断層ガウジである。被覆層は東光寺地区では2～5m、西深溝地区では4～6mである。

トレンチ調査個所を決定するための一環として実施した一次調査の調査範囲は、深溝断層東光寺地区(図II-4-5(a))では、東西、南北共に約100mで、10～20m間隔のグリッドの交点に35点の測点を設けた。西深溝地区(図II-4-5(b))では南北50m、東西150mの範囲に15～20m間隔のグリッドを設け交点の33点の測点で調査を実施した。トレンチ掘削後の二次調査は、断層に直行するトレンチの側壁に沿って測線を設けた。東光寺地区では、1測線に5～10m間隔で11測点、西深溝地区では2測線に2～5m間隔で10測点を設けた。

4-1-4 川舟断層

陸羽地震(1896年8月)の際に地震断層が奥羽脊梁山脈の真昼山地の東西両縁に現れた。このうち西側の断層は千屋断層、東側の断層は川舟断層と呼ばれている(山崎、1896)。

川舟断層は岩手県和賀郡沢内村大荒沢から、同村猿橋北方まで、部分的に位置不明な場所もあるが、延長10kmにわたって認められる。走向はおおよそN45Eで、断層の西側が隆起する逆断層である。川舟断層と千屋断層は、地震時に同時に現われ、その走向、変位方向から東西圧縮応力場の下で生じた共役断層と考えられている。

トレンチは川舟断層のほぼ中央部にあたる沢内村八ツ又地区において掘削された(図II-4-6(a))。大山他(1990)、大山他(1991)によれば、断層面の方向はトレンチ掘削個所では全体の方向とはやや異なり、走向がN8W～N5Eで傾斜が35～45Wを示し、基盤面の落差は約10mである。基盤は上盤が泥岩、下盤が凝灰角礫岩であり、断層面上盤側に粘土を主体とした幅約15cmの断層破碎帯が存在する。被覆層は八ツ又地区では5～10m、大荒沢地区では2～5mである。

八ツ又地区(図II-4-6(a))では一次調査としてNE-SW方向に約100m、NW-SE方向に約120mの範囲に15～40m間隔のグリッドを設け、その交点に40点の測点を設けた。またトレンチ掘削後の二次調査として、断層に直行するトレンチの側壁に沿って2測線に2～10m間隔で10測点を設けた。大荒沢地区(図II-4-6(b))では南北250m、東西200mの範囲に20～60m間隔のグリッドを設け、交点の41点の測点で調査を実施した。

4-1-5 梅原断層

濃尾地震(1891年10月)の際に岐阜県の北西部をNW-SEに横切って、延長80kmにおよぶ地震断層が出現した。松田(1974)は地震断層が7つの断層線に区分できることを示し、このうち主要な断層は温見、根尾谷、梅原断層であるとした。

このうち梅原断層は、岐阜県山縣郡伊自良村から関市柳洞付近まで約25kmにわたって認められる。この断層は左横ずれ、南西側隆起を示すが、水平変位に比べ鉛直変位が卓



図II-4-6(a) 測線および測点位置図
(川舟断層八ツ又地区)

図II-4-6(b) 測線および測点位置図
(川舟断層大荒沢地区)

越するのが特徴である。

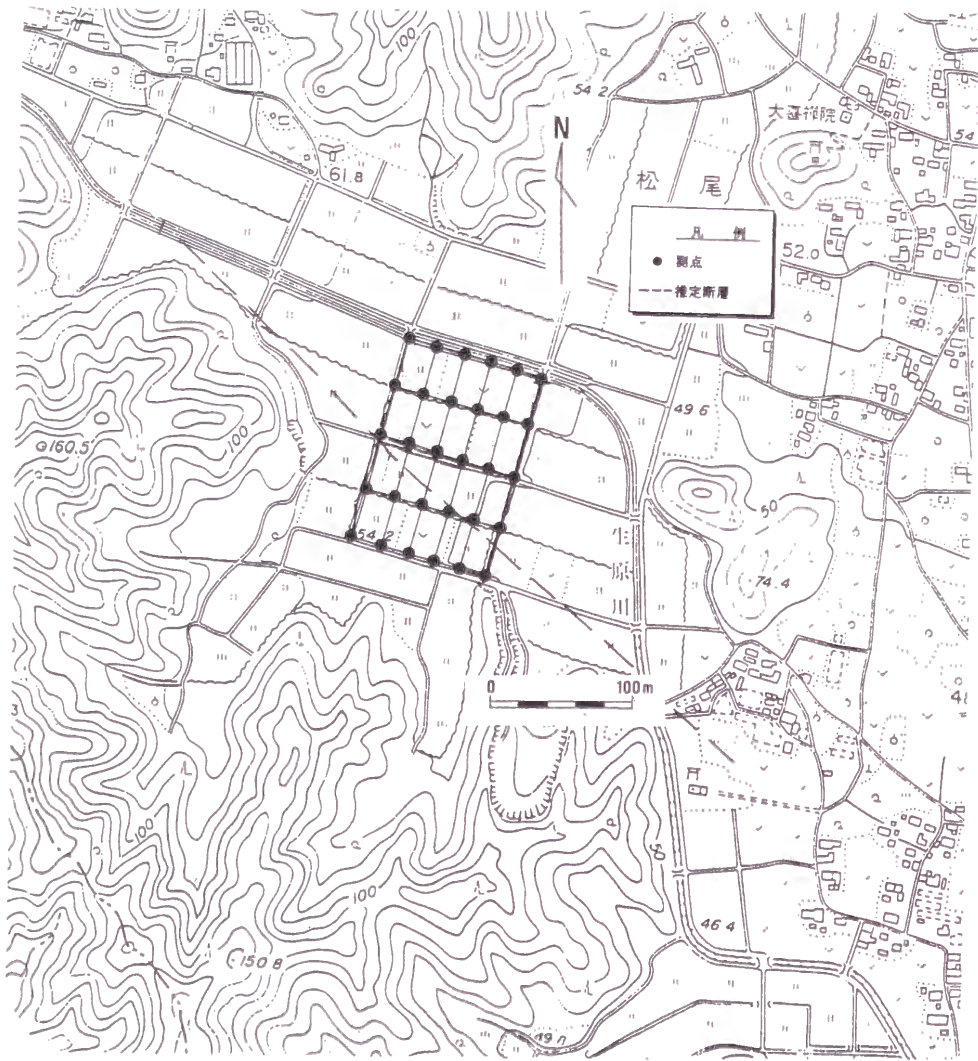
調査地の伊自良村付近では、N55Wの走向を示し、北に高角傾斜を示す。基盤は美濃帯の粘板岩、チャートよりなる。上盤側に断層に沿って幅30cmの断層ガウジと幅4～5mの角礫化帯よりなる断層破碎帯が分布する。調査地の被覆層の厚さは、物理探査の結果40～60mと見込まれている。

調査範囲は南北150m、東西100mで、15～30m間隔でグリッドを設定し、交点の30点の測点（図Ⅱ-4-7）で調査を実施した。

4-2 各断層と地中ガスの関係

地中ガスの平面分布の解析に際しては全測定点の各指標値の平均値（ \bar{x} ）と標準偏差（ σ_n ）を求め、平均値より σ_n 以上大きな値の分布の直線的な連続部を抽出した。

また、断層の平面分布と地中ガス分布との関連性について総合的に検討する目的で、抽出された各指標値の連続部をまとめて図示しすると共に、表Ⅱ-4-1にまとめた。



図Ⅱ-4-7 測線および測点位置図（梅原断層伊自良地区）

表Ⅱ-4-1 各ガス成分の平面分布と断層の関係

	He/Ar	Ne/Ar	Rn	H ₂	CO ₂
根尾谷断層 金原地区	○断層のほぼ直上に分布する	○断層のほぼ直上に分布する	○断層の上盤側に分布する	— サンプルング方法に問題あり	×
阿寺断層系萩原断層 乗政地区	○断層のほぼ直上に分布する	○断層のほぼ直上に分布する	○断層の上盤側に分布する	— サンプルング方法に問題あり	×
深溝断層 東光寺地区	×	×	○断層の上盤側に分布する	△断層の直上で部分的に高濃度域が分布	△断層の上盤側に部分的に分布
深溝断層 西深溝地区	△直上にスポットとして分布	×	△下盤側にスポットとして分布する	△断層の直上で部分的に分布、部分的に下盤側に分布	△断層の下盤側に分布
川舟断層 ハツ又地区	×	×	×	×	×
川舟断層 大荒沢地区	○断層の上盤側に分布	△断層に沿って部分的に分布	○断層の直上に分布	×	×
梅原断層 伊自良地区	×	×	×	×	×

○：関連あり，△：やや関連あり，×：関連なし

4-2-1 根尾谷断層

図Ⅱ-4-8には指標値が高い値を示す個所を断層の走向に沿って結んだゾーンを示す（この図にはトレンチ位置、地表変位から推定される断層の分布位置が併せて示してある。）。

トレンチ位置（A測線）では断層位置にRnおよびNe/Ar比の高いゾーンが認められる。Rn濃度の高いゾーンはNe/Ar比の高いゾーンの東側に、すなわち断層の上盤側に平行に分布している。これらの分布の方向は断層の方向とは若干異なり、B測線においては断層直上にHe/Ar比の高いゾーンがさらに上盤に向けてNe/Ar比、Rn濃度の高いゾーンが分布する。これは断層面の傾斜などに関係している可能性がある。また、他の個所にも高い値を示すゾーンが認められる。

C、D測線では、RnおよびHe/Ar比、Ne/Ar比の高いゾーンが2条認められる。このうち1条は露頭により確認した断層と同様の分布を示しており、断層と関係があるものと考えられる。

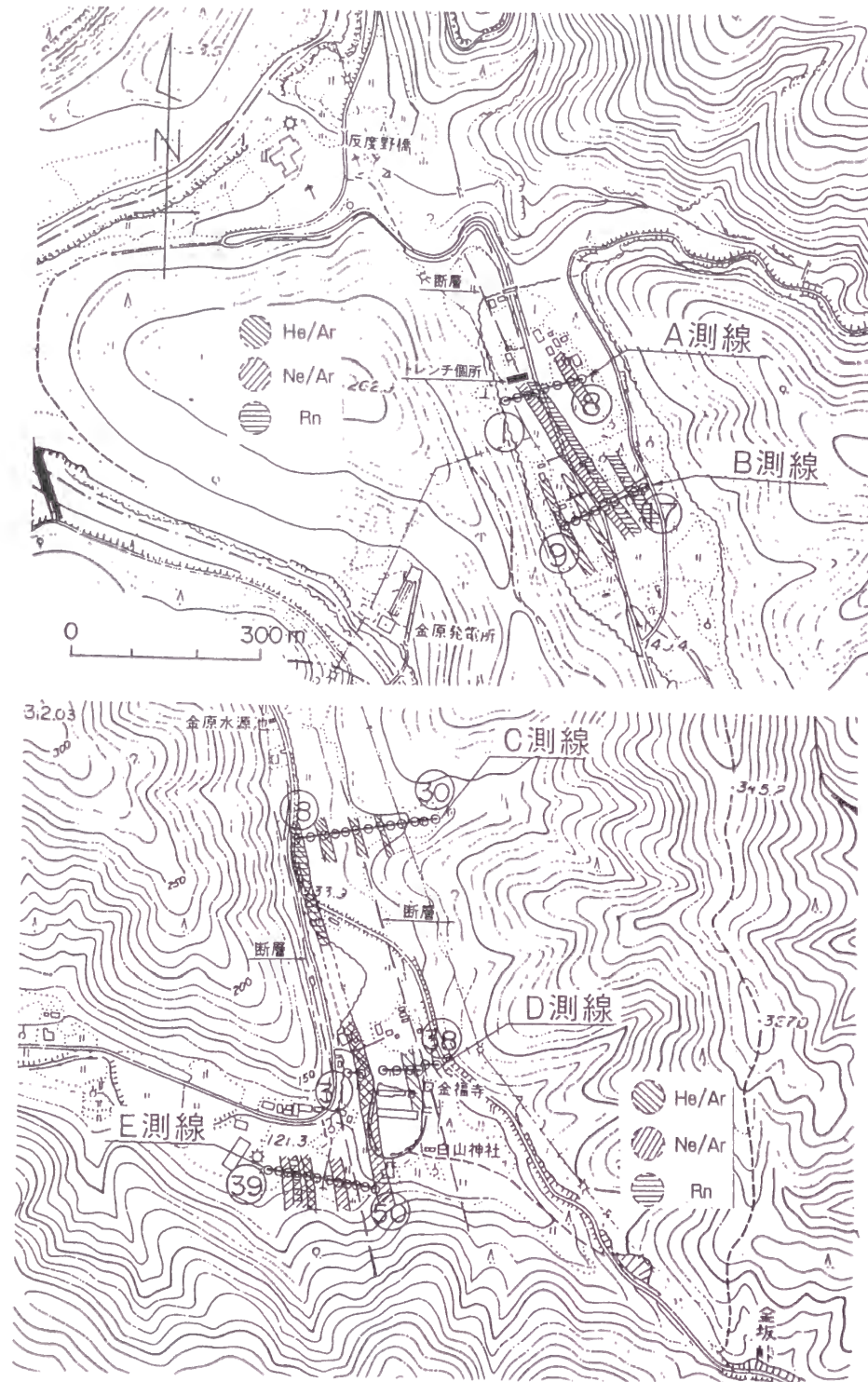
4-2-2 阿寺断層

トレンチ調査および露頭調査結果（岡田、1988）から確認された断層位置と指標値が高い値を示すゾーンを図Ⅱ-4-9に示す。

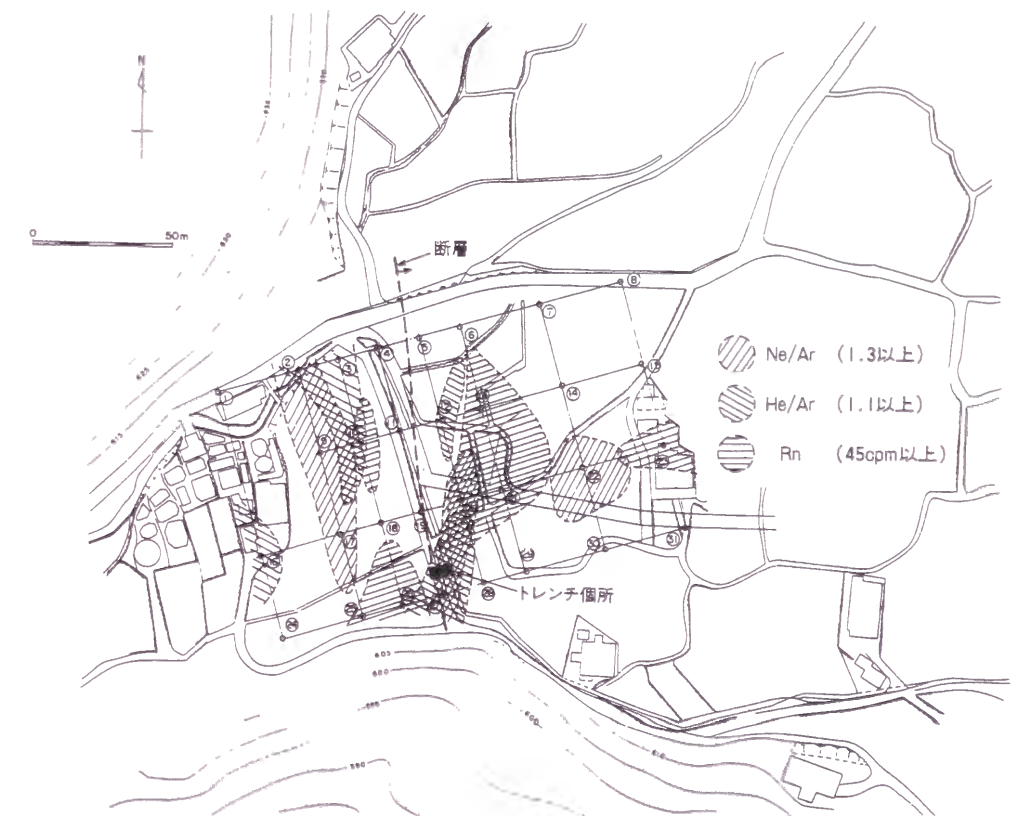
指標値が高い値を示すゾーンは各々が断層の方向とほぼ同様であり、そのうち、He/Ar比、Ne/Ar比およびRnのゾーンの各1条は断層とほぼ同様の位置に分布する。

4-2-3 深溝断層

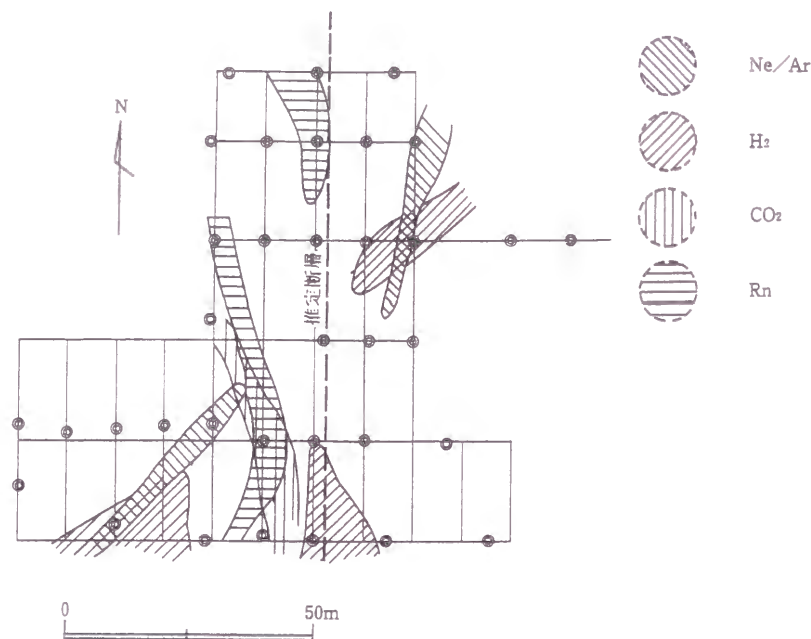
東光寺、西深溝両地区の1次調査結果から、各指標値が周辺に比べて高い値を示すゾーンおよび地表での断層変位から推定される断層の分布位置を図Ⅱ-4-10、11に示す。



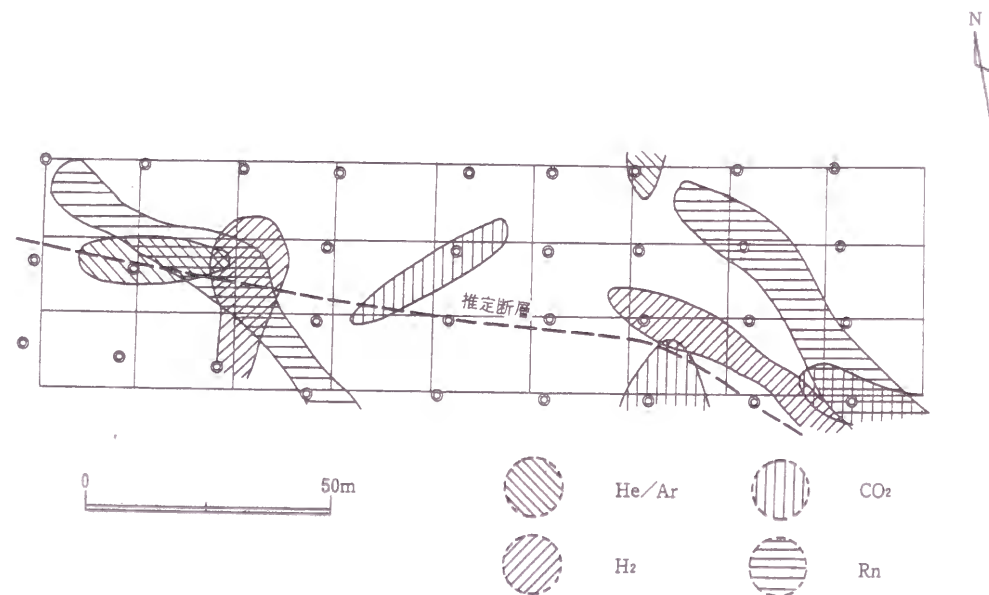
図II-48 地中ガスと根尾谷断層の関係



図II-49 地中ガスと萩原断層の関係



図II-4-10 地中ガスと深溝断層の関係（東光寺地区）



図II-4-11 地中ガスと深溝断層の関係（西深溝地区）

（1）東光寺地区

1次調査の指標値が高い値を示すゾーンの分布は全般的にスポットとして分布するが、大きくは2つのグループに分けられる。

すなわち、①断層の直上～上盤側にかけて断層とほぼ同方向で分布するRn、CO₂、②断層を横切りNE-SWの方向性を示すNe/Ar比、H₂である。①のグループは深溝断層を反映したものと考えられる。②のグループはトレンチにより確認された貫入岩の分布位置および方向と整合している。

2次調査の結果では、断層から直接採取したガスは極めて高いH₂濃度を示しNe/Ar比もやや高い値を示す。A測線においては断層の上盤側のTFK-II-7でRn濃度が高くなっており、断層およびその上盤にかけて数種の成分の濃度が高くなっている（図II-4-12）。

（2）西深溝地区

1次調査の結果、高い値を示すゾーンの分布は、3つのグループに大別できる。すなわち①調査地西側の断層の直上でスポットとして分布するHe/Ar比、H₂、②同じ個所でNNW-SSEの方向性を有し分布するRn、③調査地東側で断層とほぼ同様の方向であるNW-SE～NNW-SSEの方向性を示し、断層の下盤側に分布するH₂、CO₂、Rnである。①のグループはスポットではあるが断層と密接に関係し、さらに③グループについても同様に深溝断層を反映しているものとする。②グループがこの様な分布を示すことについての原因は不明である。

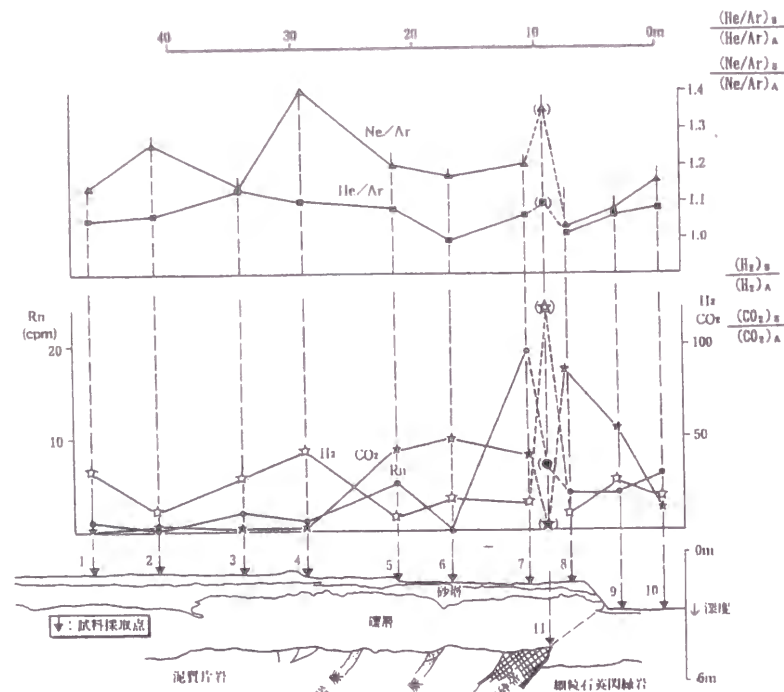
2次調査では、Rnは断層の下盤側において高い値を示している。He/Ar、Ne/Ar比は共に同個所では低い値を示す。B測線におけるCO₂が高い値を示すが、これは測点をセットした個所が灰色の腐食土層であることに起因するものとする。H₂は顕著な変化は認められない（図II-4-13）。

地化学調査の結果、深溝断層では以下の特徴が認められる。

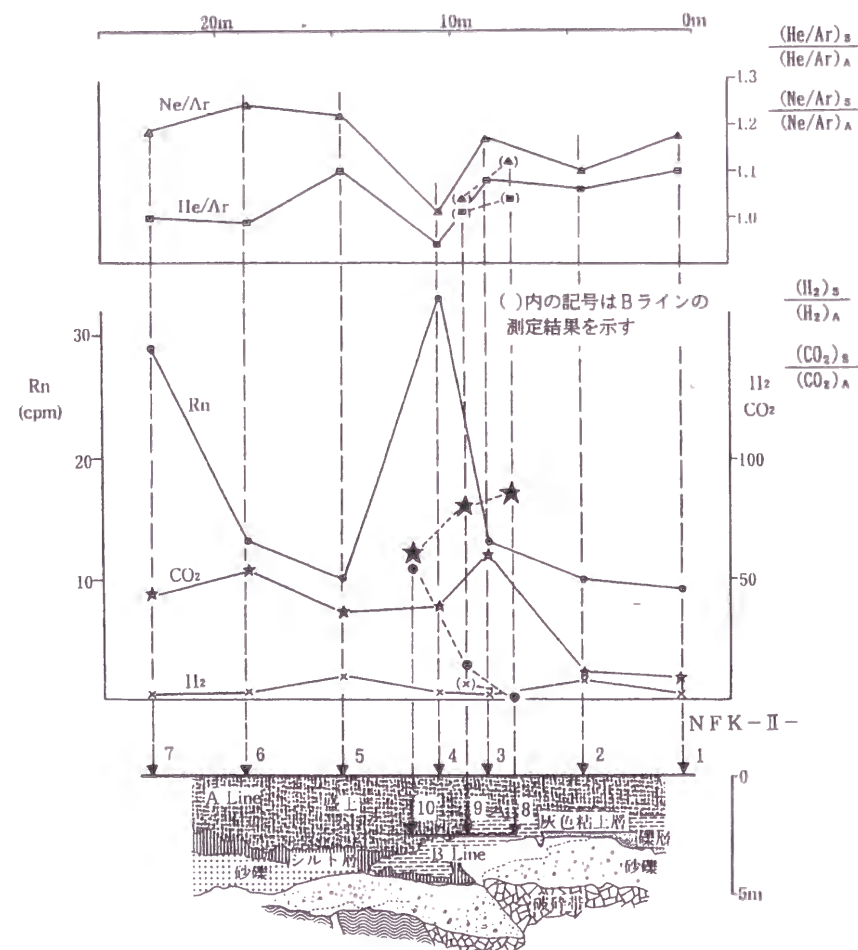
- ①調査の指標とした成分のうち、Rn、He/Ar、Ne/Ar、CO₂の高い値を示すゾーンは、東光寺地区では断層の上盤側に、西深溝地区では断層の下盤側に分布する傾向がある。
- ②1次調査においては各指標値が高い値を示すゾーンのうち断層に平行するものは連続したシャープな方向性を有さず、スポットとして分布する。この傾向は東光寺地区で顕著である。
- ③断層直上近傍から採取したガスの大部分からは、周囲より高濃度のRnが検出された。
- ④東光寺地区の2次調査において断層から直接採取したガスのH₂濃度は59.3ppmと大気の約120倍の高濃度を示す。

①については深溝断層の破碎帯の分布形態の違いに起因していると考えられる。すなわち東光寺地区では断層の上盤側に破碎帯が顕著に発達しており、地下からガスがこの破碎帯を経路として上昇してくるためと考える。これに対し、西深溝地区では、深溝断層の破碎帯は断層面を境に上盤2m、下盤3.5mの部分が葉片状の剪断面を有するが、下盤側では、特にガスの経路となる割れ目頻度が高く、このため下盤側での分布が顕著となると考える。

②については2つの原因が考えられる。1つは、破碎帯の幅とグリッドの間隔の関係



図II-4-12 測線におけるHe/Ar、Ne/ArおよびH₂、CO₂、Rnガスの変化
(深溝断層、東光寺地区)



図II-4-13 測線におけるHe/Ar、Ne/ArおよびH₂、CO₂、Rnガスの変化
(深溝断層、西深溝地区)

が原因と考えられる。すなわち深溝断層はガスの通路となる破碎帯の幅が2～5mであるのに対して、地表での1次調査のグリッド間隔が10～20mと、破碎幅に対してグリッド間隔が広すぎ、このため断層に近い測定点にのみスポットとして高濃度のガスが検出されている可能性がある。もう1つとして、西深溝地区のトレンチ壁面に見られるように、被覆層中の難透水層（例えば粘土層やシルト層など）が均一に分布しないことが原因としてあげられる。すなわち断層沿いに上昇したガスが被覆層中で難透水層の分布に規制されて、スポット状に地表に出現している可能性が考えられる。③で述べたように高濃度のRnガスが断層直上の近傍の測定点にのみ分布していることから、スポット状の分布の原因は前者である可能性が高い。

④については、深溝断層が地震断層であることに起因する。杉崎他（1985）は日本の著名な活断層のうちでも、歴史地震と関係するか微少地震を伴う活断層が他の活断層に比べ高濃度の水素を放出していることを報告しており、今回の結果はこの報告に調和的である。

4-2-4 川舟断層

ハツ又、大荒沢地区において実施した地化学調査結果から、ガスの指標値が平面的に高い値を示すゾーンおよび地表での断層位置（実在および推定）を図II-4-14、15に示す。

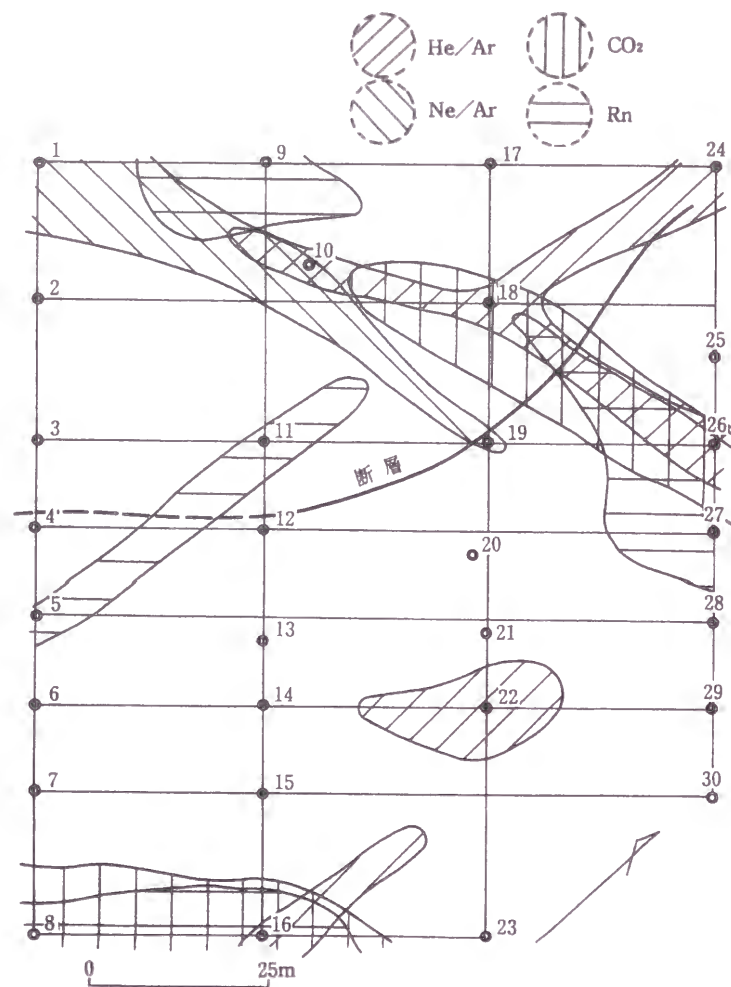
(1) ハツ又地区

地中ガスの指標値が周囲に比べて高い値を示すゾーンは3ヶ所に認められる。すなわち地域の北側にE-W、北西側にN-S、さらに南東側にNE-SWの各々の方向性を有するゾーンが認められる。最初のゾーンは西側でNe/Ar比、東側でHe/Ar比、Rn、CO₂の高濃度値が分布する。2番目のゾーンは、He/Ar比、Rnより、3番目のゾーンはRn、CO₂より構成される。特に最初のゾーンは各成分の高濃度値が集中し、各成分共に明瞭なトレンドが認められるにもかかわらず、トレンチ調査ではこれと同方向を呈する地質現象（破碎帯もしくは地下水の流れ）は認められず、これらのトレンドが何に起因するのかは不明である。

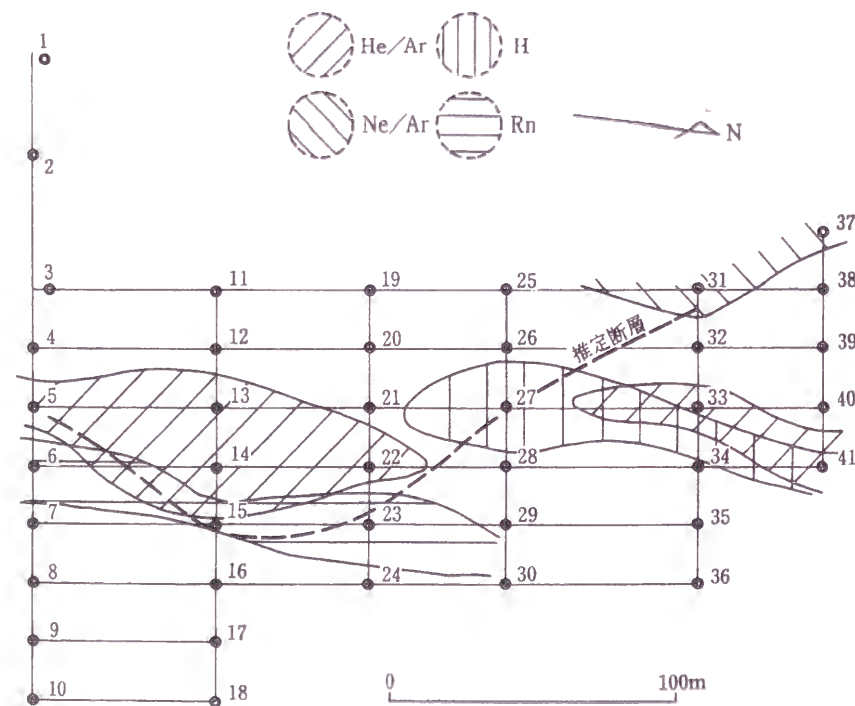
2番目のゾーンのHe/Ar比の高いゾーンは、地表の変位およびトレンチ調査より確認もしくは推定された断層とほぼ平行に分布するが、その位置関係が若干ずれていること、ゾーンがあまり明瞭でないこと等から破碎帯を反映する顕著な地中ガスの異常帯の可能性は低い。このことは本個所に分布する川舟断層の破碎帯の性状に起因すると考える。トレンチ調査の結果、地表変位の原因となった断層に沿って上盤側の川舟層の泥岩に破碎帯が認められるが、この破碎帯の幅が15cmと、他の調査対象となる破碎帯の幅に比べて極端に狭く、破碎帯が主として粘土から構成されている。また、破碎帯の上盤側の泥岩は節理等の割れ目が少なく、下盤側の凝灰角礫岩は熱水変質により節理等の割れ目に粘土が挟在される。このため、断層に伴う破碎帯およびその周辺の岩盤からガスが上昇し難い状態であると考えられる。2次調査時に川舟層の破碎帯から直接採取したガスのRn、CO₂濃度が低いことも、この推論を支持している（図II-4-16）。

(2) 大荒沢地区

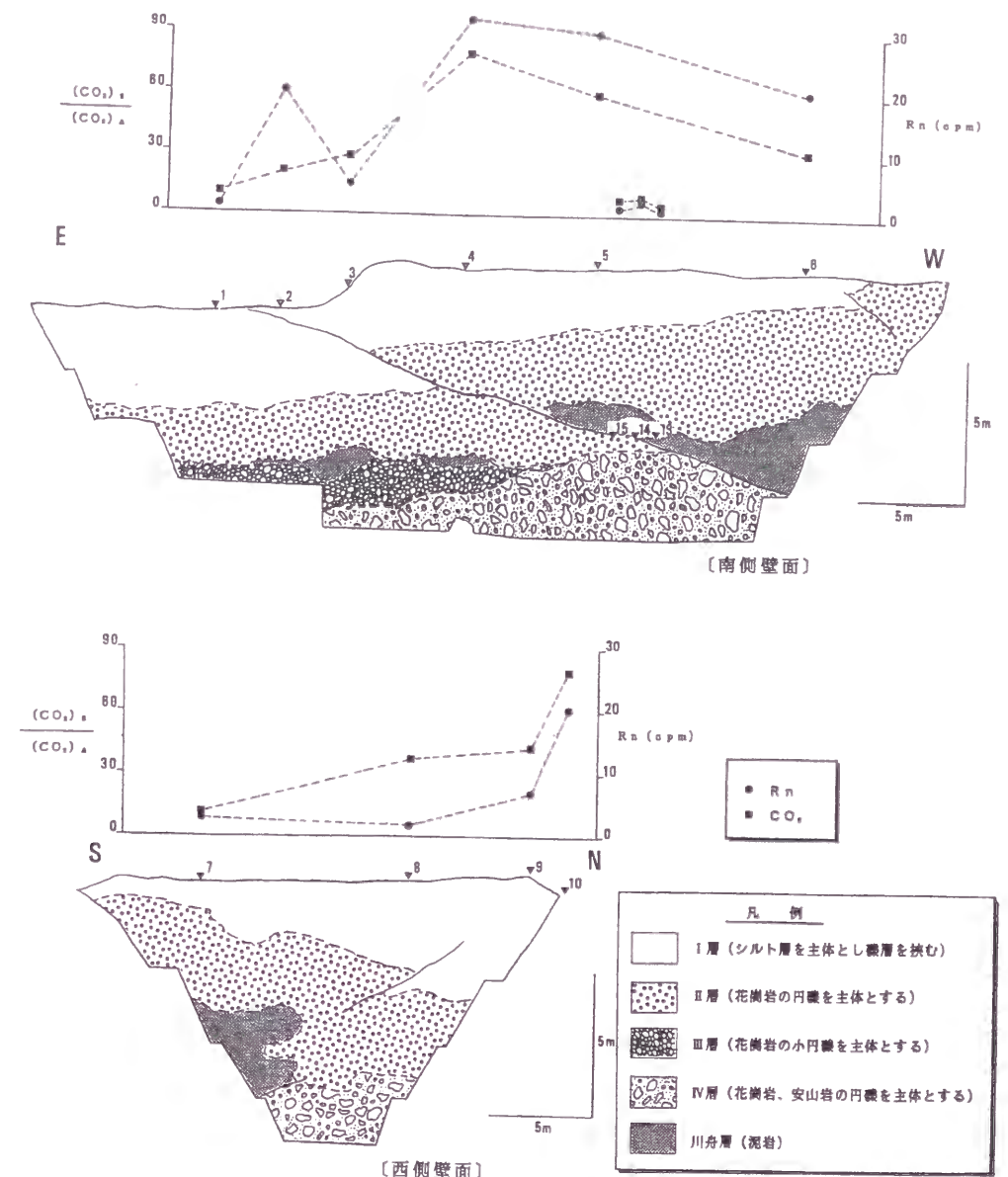
地域南側にRnおよびHe/Ar比の高い値を示すゾーンが分布する。RnはシャープなN-S



図II-4-14 地中ガスと川舟断層の関係（ハツ又地区）



図II-4-15 地中ガスと川舟断層の関係（大荒沢地区）



図II-4-16 測線におけるCO₂、Rnガスの変化
（川舟断層、ハツ又地区）

の方向性を有するのになら、He/Ar比のゾーンは比較的ブロードであり、全般的にはN-Sの方向性を示すが、Rnに比べてその方向性は明瞭でない。

地域北側には、中央部にH₂およびHe/Ar比の高い値を示すゾーンが分布する。両者共にほぼN-Sの方向性を有し、ほぼ同位置に分布する。さらにこの西側にNe/Arの高いゾーンが分布するが、測定域の末端部であり、明瞭な方向性は不明である。

これらのゾーンのうち、特に南側のRnおよびHe/Ar比のゾーンが地表変位から推定される川舟断層の地表位置（推定断層）と一致する。Rnの平面的な分布は、推定断層の方向性および形状とはほぼ一致する。またHe/Ar比のゾーンは、この推定断層に沿った東側に分布する。

以上の様に川舟断層の分布するハツ又、大荒沢の両地区で地中ガスを指標とする地化

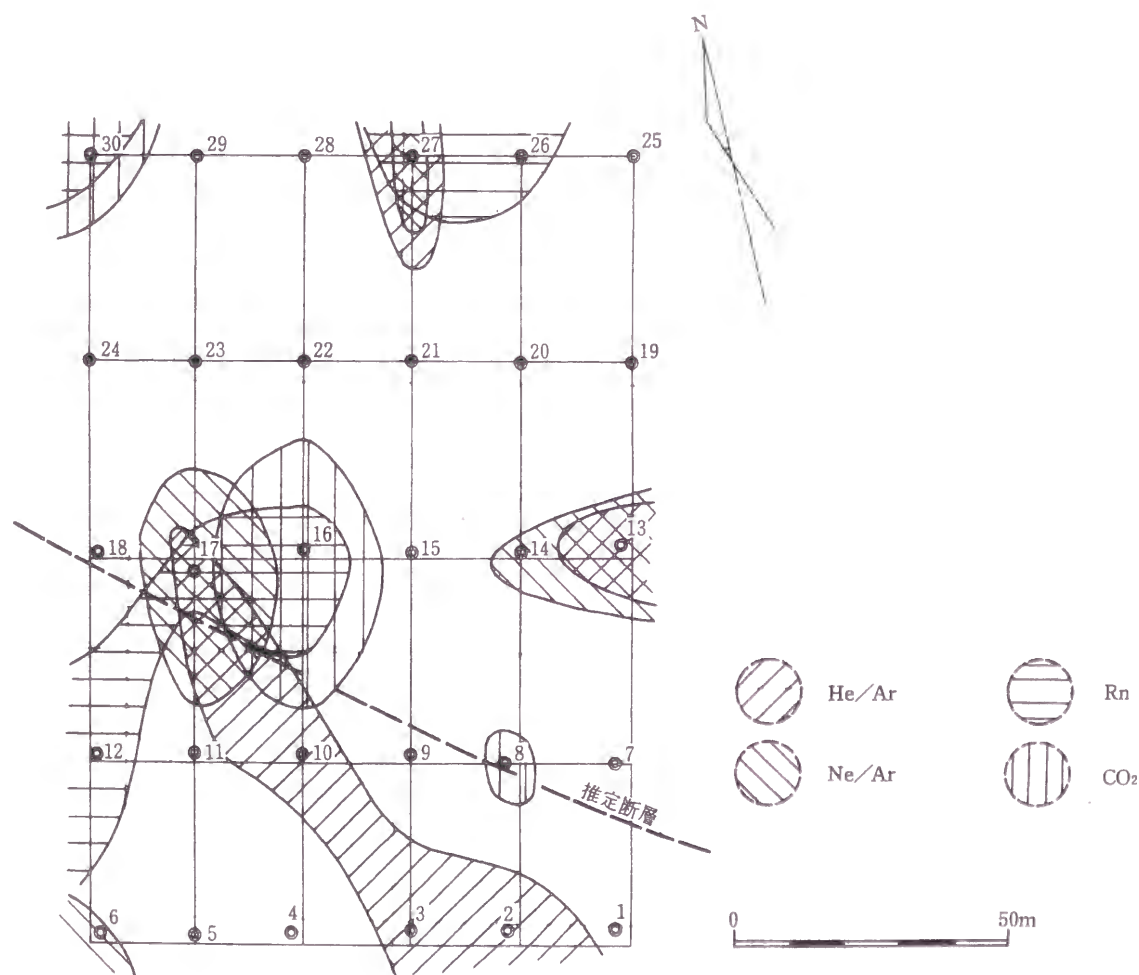
学調査を実施した結果、以下の事柄が明らかになった。

① 八ツ又地区においては断層を示唆する地中ガスの指標値が高い値を示すゾーンの分布は認められなかった。これは、川舟断層の上盤側の基盤である川舟層中に発達する破碎帯の幅が狭く、さらに破碎帯が高粘性の断層ガウジから形成され、非常にガスを通しにくいこと、また周辺の岩盤も割れ目に起因する空隙が少ないことに起因すると想定できる。

② 大荒沢地区においては、調査域の南側に断層の分布を示唆するRnおよびHe/Ar比の高い値を示すゾーンが分布する。このことから、本地区の基盤と想定される川舟層、大荒沢層（安山岩）にはガスや水の通路となる破碎帯が発達している可能性がある。大荒沢地区における弾性波探査の結果では断層が推定される個所に幅10mの低速度帯の分布が明らかとなっており、地化学調査の結果は弾性波探査の結果と整合する。また本地区では断層を示唆する地中ガスとしてはRnガスが最も敏感（表Ⅱ-4-1）であることが明らかとなった。

4-2-5 梅原断層

伊自良地区において実施した地化学調査結果から、地中ガスの指標値が高い値を示すゾーンおよび地表での断層位置を図Ⅱ-4-17に示す。



図Ⅱ-4-17 地中ガスと梅原断層の関係

連続した方向性を示す成分として、RnとHe/Ar比があげられる。これらは、前者がNE-SW、後者がNNW-SSEの方向性を示し、調査地の中央部のUMH-16、17付近で交差し、両者共に南へ延びる分布形状を呈している。

これ以外は全てスポットとして分布する。このうち前述のUMH-16、17には、Ne/Ar比、CO₂の高濃度値が分布する。高濃度値の分布は一個所に対して2～3の成分が重複することが多く、この主たる組み合わせとして、He/Ar、Ne/Ar比またはRn、CO₂があげられる。

連続した方向性を示す成分は前述した様にNE-SW、NNW-SSEの方向性を示している。本地域での断層の位置は図Ⅱ-4-13に示すようであり、方向性はNW-SE～WNW-ESEと想定されることから、指標値の分布方向は断層の方向とは一致しない。

本地域で分布するHe/Ar比およびRnの方向性を有するゾーンが何に起因するかは不明であるが、被覆層が40～60m堆積することから、基盤の割れ目を通過して上昇してきた地中ガスが堆積物中で拡散し、断層の方向性を示す様な高濃度値として表われないと判断できる。

4-3 断層の性状と地中ガス

断層沿いに上昇し、地表に分布する地中ガス組成に影響を与える地質パラメーターとして、（1）断層運動によって形成された破碎帯(断層ガウジと角礫化帯よりなる)および周辺岩盤の性状、（2）破碎帯の幅、（3）断層面の傾斜、（4）被覆層の厚さ、（5）被覆層の性状、（6）地下水の分布、流れ状況、（7）断層の活動性が考えられる。

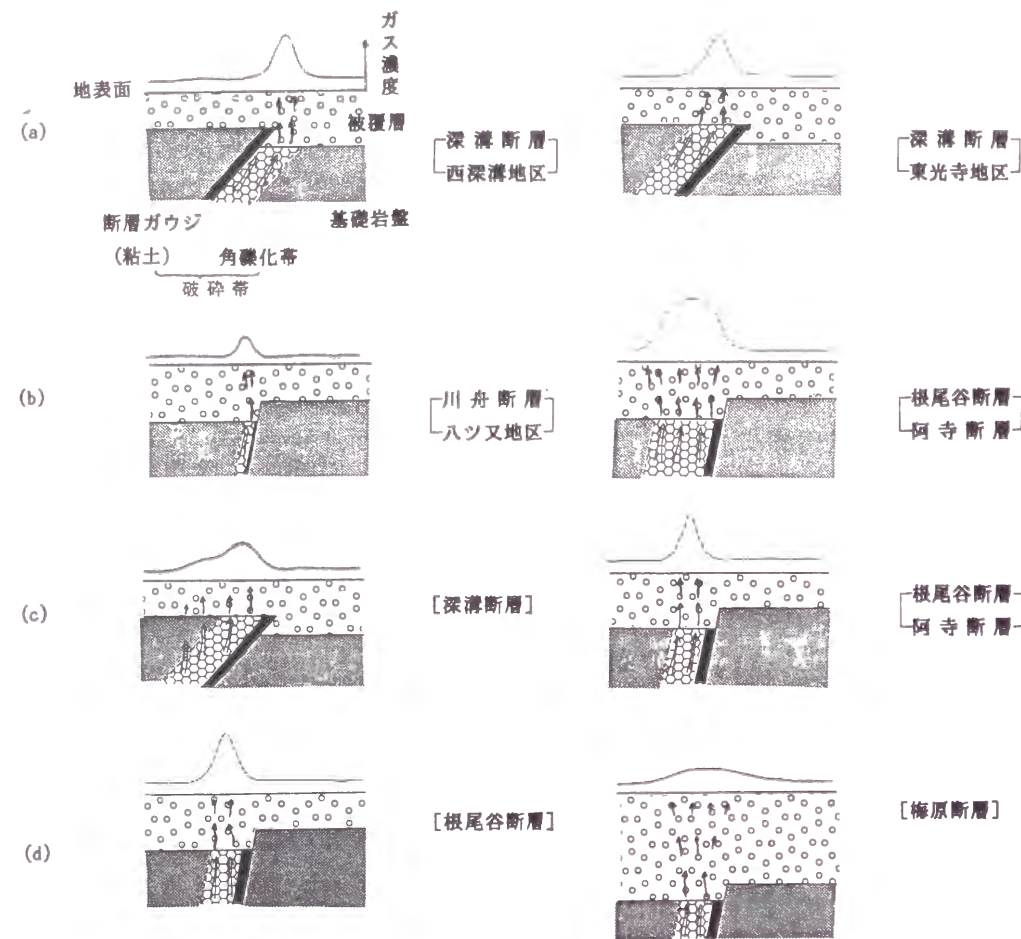
このうち（5）被覆層の性状については、調査個所の全ての被覆層が主として砂礫層から構成されていること、（6）については岩盤中の地下水の流れは岩盤の空隙、すなわち破碎帯に支配される場合が多いと考えられ、また地下水の分布・流れ状況の調査が困難であることから以下の検討からは除外した。さらに（7）については、断層の活動と密接な関係にあるといわれているH₂ガス（Sugisaki et al.,1983）はサンプリングに問題がある場合が多く同様に検討からは除外した。以下に（1）～（4）のパラメータとガス分布の関連について検討する（図Ⅱ-4-18）。

4-3-1 破碎帯および周辺岩盤の性状

深溝断層においては、地中ガスの指標値が高いゾーンの分布が断層面を境として、西深溝地区では下盤側、東光寺地区では上盤側に分布する傾向にある。両地区のボーリング、トレンチ調査の結果、深溝断層は西深溝地区では断層の下盤側、東光寺地区では断層の上盤側に破碎帯、特に角礫化帯が分布しており、ガスの分布域と角礫化帯が関連していることが推察できる。

4-3-2 破碎帯の幅

調査対象断層の破碎幅は概ね3m～10m程度である。これに対して八ツ又地区の川舟断層の破碎幅は15cmと非常に狭い。八ツ又地区の川舟断層以外では断層と地中ガス組成



図II-4-18 地質要因と地中ガス分布の関係

- (a) 破碎帯の性状 (b) 破碎帯の幅
(c) 破碎帯の傾斜 (d) 被覆層の厚さ

との間に関連性が認められる（梅原断層では後述する原因で両者の関連性がない）のに対し、本地区では両者の間に何ら関連性が認められないのは破碎帯の幅が狭いこと、さらに破碎帯が主として高粘性の断層ガウジから構成されていることが原因と判断できる。さらに、破碎帯の上盤側の泥岩は節理等の割れ目が少なく、下盤側の凝灰角礫岩は熱水変質により節理等の割れ目に粘土が挟在され、全体的に水密性の岩盤となるため、断層周辺の岩盤からガスが上昇し難い状態であるとも一因であると想定できる。

4-3-3 断層の傾斜

本報告で調査した断層の型式は2つに大別できる。すなわち横ずれ変位が大きく、正断層のセンスを示す根尾谷断層、梅原断層、阿寺断層系萩原断層、逆断層である深溝断層、川舟断層である。両者ではさらに断層面の傾斜にも相違が認められ、前者は80°前後、後者は50°以下である。

両者でのガス組成の分布の特徴としては、①前者では断層に沿って各指標値の高い値が重複して存在するのに対し、後者はほとんどが単一である。②前者は指標値の高い値

を示すゾーンが断層に沿ってシャープに連続するのに対し、後者では分布が不明瞭であり連続性が良くない。という傾向が認められる。

特に②については断層の傾斜に起因していると想定できる。すなわち、高角傾斜の場合は、破碎帯を通して上昇したガスは基盤面で集中的に被覆層に放散されるのに対し、低角傾斜の破碎帯では、基盤面以深の破碎帯の周辺の割れ目に沿ってガスが逸散するためと考える。

4-3-4 被覆層の厚さ

被覆層の厚さが5 m前後の断層では、概ね断層の存在を示唆するガスの分布が認められる。これに対し、梅原断層伊自良地区では断層の存在を示唆するガスの分布は認められない。梅原断層の破碎帯の幅は約5 mであり、断層の型式は根尾谷断層と同様であるにも関わらず、断層を示唆するガスの分布が認められない。これは本地区の被覆層が40～60mと厚く、基盤の破碎帯を通過したガスが被覆層中で拡散してしまい地表で断層を示唆するような明瞭な線構造を示さないものと推察できる。

5. まとめと今後の課題

5-1 まとめ

地中ガスを用いた地下構造探査手法の調査システムを構築し、本システムの適用性を地熱地点および断層地点に適用した。

本研究の成果は概ね以下のようにまとめることができる。

(1) 地中ガスを指標とした調査システムを構築し、地熱源探査に適用した。

従来地熱源探査としての地化学探査項目としては、水銀およびCO₂が主流であった。近年地熱貯留層は大きな断裂構造に支配されること、さらに断裂に沿って流体が下方に供給される箇所と上昇流に乗って放出される箇所があることが明らかになってきた。特に断裂系に沿って流体が上昇する場合にはその中に含まれる微量のガス成分が地表に放出されることが期待でき、さらにその分布が断裂系に沿うと期待できる。

このような観点から、地中ガスのN₂、Ne、He、Ar、Rnおよび従来からの手法であるCO₂、Hgを同一の個所から同時期に採取し、地表での濃度分布やガス濃度比の分布を総合的に解析することにより、地下での流体の賦存状況をひいては地熱源構造を推定する手法を開発した。この手法を地熱地点に適用し地熱構造を推定するとともに、鹿野地点においては、物理探査等を併用して総合的な調査を行い、温泉湧出機構を明らかにすることにより、本調査手法の妥当性を検証した。

(2) 上記調査システムを伏在断層調査に適用し、その適用性を明らかにした。

この手法を地熱兆候のない伏在断層に適用して、断層特性、すなわち、断層破碎帯の幅、断層の傾斜、破碎帯およびその周辺岩盤の状況、さらに被覆層の厚さと地中ガスの分布の関係を明らかにし、その適用性について明らかにした。

5-2 今後の課題

今後地中ガスを指標とした地化学調査の実用性をさらに高めるためには、以下の様な課題を克服し手法を改良する必要がある。

(1) 地熱源調査

- ・これまでに、地熱地帯では貯留層となる断層破碎帯、特にそのうち流体の上昇域で各成分が高い値を示すとの見解を持つに至った。今後、地熱構造がより詳細に解明されている地点において本手法を適用し、本手法の検証を目指すとともに、手法の高精度化をはかる。

(2) 断層調査

- ・地中ガスの指標値が高い値を示すゾーンが必ずしも断層を反映していない場合もある。このため、この様なゾーンが主として何に起因するのかを明らかにする必要がある。
- ・ H_2 ガスは断層探査のうちとくに断層の活動性の指標になる可能性がある。しかしながら、 H_2 ガスは他のガスに比べて拡散係数が大きいため、従来の採取方法では地下からのガスをそのままの組成比で採取していないと考える。このため、 H_2 ガスに着目した調査を行う際には、基盤面深度に近い個所で、地中ガスを採取するなど、採取方法を改良する必要がある。
- ・従来の希ガスを指標とした地化学調査のほかに、地中ガスの炭化水素系ガスを指標としたフィンガープリント法（柴田他、1990）、ガンマー線スペクトロメトリー法（木村他、1990）、ラドンエマノメトリ法（三戸他、1998）などを併用して総合的な調査を実施する。
- ・建設地点の破碎帯調査に本手法を適用し、適用事例を増やすことにより手法の高精度化をはかる。

謝 辞

京都大学大学院工学研究科の菊地宏吉教授には本論文を執筆する機会を与えて頂き、さらに本論文をまとめるにあたり終始変わらぬ御指導、御鞭撻頂いた。さらに、菊地教授は筆者が電力中央研究所に入所した当時の直属の上司であり、本論文のテーマである地熱研究を電中研において立ち上げた責任者の1人である。この様に、本研究の最初と最後に深く関わっていただいたことに対し、深甚なる謝意を表します。また、本論文をまとめるにあたり、貴重なご教示を賜った京都大学大学院工学研究科の大西有三教授、芦田譲教授には心より感謝申し上げます。

（財）電力中央研究所の堀義直特別研究員には地熱研究の開始当時から現在に至るまで終始御支援と励ましを頂いた。同所地質部の北野晃一上席研究員には、高温岩体研究にプロジェクトリーダーとして研究をサポートして頂いた。地質部の海江田秀志上席研究員をはじめ当所高温岩体発電研究グループのメンバーには秋の宮、雄勝両地点での現地実験のサポートやそれぞれの観点からの議論をしていただいた。さらに、平成4年から平成6年の3年間、当所の客員研究員であったVikandy S. Mambo博士には実験の立案から成果のまとめまで終始議論していただいた。

肘折地点における高温岩体研究は、新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）からの受託によって実施したもので、同地熱開発センターの各位には本成果の公表を快諾していただいた。また、本研究を共同で受託している地熱技術開発（株）、石油資源開発（株）、三井金属鉱業（株）の関係者には現地試験において数々の便宜を図って頂いた。

地中ガスによる調査システムの構築に関しては当時一緒に研究を行った、金折裕司博士（現山口大学理学部教授）、千木良雅弘博士（現京都大学防災研究所教授）の各々の研究に立脚したものであり、これらの研究が無かったらシステムの構築は不可能であったに違いない。

高温岩体の流体地化学に関する現地での試料採取や室内分析などは（株）吉沢技研計測の戸田暁氏に負うところが大きい。また地中ガスの採取や分析には山内大祐氏を始めとした国際航業（株）の方々にお世話になった。トレーサテストの数値解析は、（株）電力計算センターの大西浩史氏に実作業をお願いした。

最後に、本論文をまとめるにあたり、通産省工業技術院資源環境技術総合研究所松永烈企画室長および当所地質部海江田秀志上席研究員には有益なご助言と示唆を頂いた。

以上の方々の惜しみないご助力、ご支援に対して厚く感謝いたします。

文献リスト

[第1編]

- (1) Adams M. C., Ahn J. H., Bentley H., Moore J. N. and Veggeberg S. (1986): Tracer developments: Results of experimental studies. Preprints 11th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford.
- (2) Azaroual, M and Fouillac, C. (1997): Experimental study and modelling of granite-distilled water interaction at 180 degrees C and 14 bars. *Applied Geochemistry*, Vol.12, No.1, pp.55-73.
- (3) Baria, R., Garnish, J., Baumgartner, J., Gerard, A. and Reinhard, J. (1995): Recent Developments in the European HDR Research Programme at Soultz-Sous-Forêts (France), *Proceedings of the World Geothermal Congress*, Vol. 4, Sec. 12, pp.2631-2637.
- (4) Berner, R.A. and Holdren Jr., G.R. (1977): Mechanisms of feldspar weathering: Some observation evidence. *Geology*, Vol.5, pp.369-372.
- (5) Berner, R.A. and Holdren Jr., G.R. (1979): Mechanisms of feldspar weathering II. Observation of feldspar from soils. *Geochimica et Cosmochimica acta*, Vol.43, pp.1173-1186.
- (6) Bird, G., Boon, J. and Stone, T. (1986): Silica transport during steam injection into oil sands. 1. Dissolution and precipitation kinetics of quartz: new results and reviews of existing data. *Chemical geology*, Vol.54, pp.69-80.
- (7) Blum, A.E., Yund, R.A. and Lasaga, A.C. (1990): The effect of dislocation density on the dissolution rate of quartz. *Geochimica et Cosmochimica acta*, Vol.54, pp.283-297.
- (8) Brady, P.V. and Walther, J.V. (1989): Controls on silicate dissolution rates in neutral and basic pH solutions at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica acta*, Vol.53, pp.2823-2830.
- (9) Busenberg, E. and Clemency, C.V. (1976): The dissolution of feldspar at 25°C and at 1 atm CO₂ partial pressure. *Geochimica et Cosmochimica acta*, Vol.40, pp.41-46.
- (10) Chou, L. and Wollast, R. (1985): Steady-state kinetics and dissolution mechanism of albite. *Am. J. Sci.*, 285, pp.963-993.
- (11) Criss, C. M. and Cobble, J. W. (1964): The thermodynamic properties of high temperature aqueous solutions. V. The calculation of ionic heat capacities up to 200°. Entropies and heat capacities above 200°, *Journal of American Chemical Society*, Vol. 86, pp.5390-5393.
- (12) Danckwerts, P. V. (1953): Continuous flow system: Distribution of residence time, *Chem. Eng. Sci.*, Vol.2, p.1-13
- (13) Davis, S.N., Thompson, G.M., Bentley, H.N. and Stiles, G. (1980): Ground water tracers - A short review. *Ground Water*, 18, 1, pp.14-23.
- (14) Eguchi, Y., Yamamoto, T., Kitano, K., Nishihara, T. and Ohnishi, H. (1998): Three-dimensional computation of velocity and pressure fields in the Ogachi reservoir. Draft proceedings, 4th Int. HDR Forum, Strasbourg, 1998.
- (15) 福田道博、加藤恭子、糸井龍一、秋林智 (1992): トレーサー試験データの解析法、*日本地熱学会誌*、14、1、pp.1-12.
- (16) 藤井幸夫 (1982): 坑井相互影響調査、*地熱開発総合ハンドブック*、pp.680-685.
- (17) Helgeson, H.C., Murphy, W.M. and Aagaard, P. (1984): Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions. II. Rate constants, effective surface area, and the hydrolysis of feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, pp.2405-2432.
- (18) 日比野敏、海江田秀志、堀義直、木方建造、久野春彦、宮川公雄、佐々木俊二、井上大栄、本島勲、大隅多加志、楠建一郎、本島睦、金川忠 (1991): 高温岩体発電の基盤技術の開発ー秋の宮地点水圧破碎実験ー、*電力中央研究所総合報告*、U25、89p.
- (19) Holdren Jr., G.R. and Berner, R.A. (1979): Reaction rate-surface area relationships during the early stages of weathering-I. Initial observations. *Geochimica et Cosmochimica acta*, Vol.49, pp.675-681.
- (20) 海江田秀志、本島勲、木方建造、近藤浩文、金川忠、佐々木俊二、堀義直 (1994): 高温岩体発電のための岩盤破碎技術 (その2)、ー雄勝地点における大規模亀裂の造成ー、*電力中央研究所報告*、研究報告、U93057、43p.
- (21) Knacke, O., Kubaschewski, O. and Hesselmann, K. (Eds.) (1991): *Thermodynamical properties of inorganic substances. I, Second edition*, Springer-Verlag, 1113p.
- (22) 工業技術院資源環境技術総合研究所 (1994): 熱水利用発電プラント等開発に伴うデータの解析・評価、高温岩体熱抽出システムの解析・評価、平成5年度サンシャイン計画研究開発成果報告書、100p.
- (23) 工業技術院資源環境技術総合研究所 (1996): 熱水利用発電プラント等開発に伴うデータの解析・評価ー高温岩体熱抽出システムの解析・評価ー、平成7年度ニューサンシャイン計画研究開発成果報告書、
- (24) Kwakwa, K. A. (1989): Tracer Results. Hot Dry Rock Geothermal Energy, Phase 2B - Final Report of the Camborne School of Mines Project. Vol. 2, Part 6, pp.1036-1099.
- (25) Levenspiel, O. (1972): *Geochemical Reaction Engineering*, 2nd ed., John Wiley & Sons, 578p.
- (26) Los Alamos National Laboratory (1992): Hot Dry Rock Geothermal Development Program, Annual Report FY 1991, LA-UR-92-870, 72p.
- (27) 馬原保典 (1992): 新しい地下水調査技術の開発、*応用地質*、Vol.32、No.6、pp.75-85.
- (28) 松葉谷治 (1985): 地熱水の同位体地球化学1、*地熱エネルギー*、10、2、pp.112-126.
- (29) 松永烈、田尾博明、宮崎章、山口勉、厨川道雄 (1989): 肘折高温岩体貯留層におけるトレーサ試験について、*日本地熱学会平成元年度学術講演会、講演要旨集*、A37.
- (30) 松永烈、宮崎章、田尾博明、山口勉 (1990): 肘折循環試験におけるトレーサ試験、*日本地熱学会平成2年度学術講演会、講演要旨集*、B17

- (31) Matsunaga, I., Tenma, N., Miyazaki, A. and Kuriyagawa, M. (1995) : Characterization of forced flow in a deep fractured reservoir at the Hijiori hot dry rock test site, Yamagata, Japan. International Congress on Rock Mechanics, Proceedings, Vol.2, pp795-798.
- (32) McCartney, R. A.(1989) : Geochemistry Results. Hot Dry Rock Geothermal Energy, Phase 2B - Final Report of the Camborne School of Mines Project. Vol. 2, Part 6, pp.943-1036.
- (33) Mishra, S. and Ramery Jr., H. J. (1990) : A Comparison of Pressure-Transient and Tracer-Concentration/Time Data for Layered Reservoirs Under Injection, S.P.E., March 1990, pp. 60-66.
- (34) Morey, G.W. and Chen, W.T.(1955): The action of hot water on some feldspars. American Mineralogist, Vol.40, pp.996-1000.
- (35) 中東策、竹内律夫、岩田峻、福永明 (1987) : 上ノ岱地区における地熱探査と開発調査、地熱、No.24、pp.113-135.
- (36) 新妻弘明 (1988) : 東北大学における深部地殻熱エネルギー開発プロジェクト「Γ計画」、地熱エネルギー、13、3(no.43)、186-197.
- (37) 大西有三監訳 (1995) : 地下水の科学 I. -地下水の物理と化学-、土木工学社、235p.
- (38) Parker R. H. ed.(1989):Hot Dry Rock Geothermal Energy, Phase 2B Final Report of the Camborne School of Mines Project, Vol.2, Pergamon Press.
- (39) Pauwels, H. and Fouillac, C.(1992): Water-rock interactions during experiments within the geothermal Hot Dry Rock borehole GPK1, Soultz-sous-Forêts, Alsace, France. Applied Geochemistry, Vol.7, No.3, pp.
- (40) Pace, T. (1973) : Steady-state kinetics equilibrium between ground water and granitic rock. Geochimica et Cosmochimica acta, Vol.37, pp.2641-2663.
- (41) Petrovic, R., Berner, R.A. and Goldhaber, M.B.(1976): Rate control in dissolution of alkali feldspars-I. Study of residual feldspar grains by X-ray photoelectron spectroscopy. Geochimica et Cosmochimica acta, Vol.40, pp.537-548.
- (42) Potter, J.M., Pohl, D.C. and Rimstidt, J.D. (1987): Fluid-Flow Systems for Kinetic and Solubility Studies. Hydrothermal Experimental Techniques, chapter 10, JOHNWILEY & SONS.
- (43) Potter R.M., Robinson E.S. and Smith M.C. (1974) Method of extracting heat from geothermal reservoirs. U.S.Patent, 3786858.
- (44) Robie, R. A., Hemingway, B.S. and Fisher, J. R. (1978) : Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures, U. S. Geological Survey Bulletin, 1452, 456p.
- (45) Rimstidt, J.D. and Barnes, H.L.(1980): The kinetics of silica-water reactions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, pp.1683-1699.
- (46) Robinson B.A. and Tester J.W. (1984) : Dispersed fluid flow in fractured reservoirs: An analysis of tracer-determined residence time distributions. Journal of Geophysical Research, Vol.89, No. B12, pp.10374-10384.

- (47) 笹田政克 (1984) : 神室山-栗駒山地域の先第三紀基盤岩類、-その1 鬼首-湯沢マイロナイト帯-、地質雑、vol.90、pp.865-874.
- (48) 笹田政克 (1985) : 神室山-栗駒山地域の先第三紀基盤岩類、-その2 阿武隈帯と北上帯の境界-、地質雑、vol.91、pp.1-17.
- (49) 笹田政克 (1988) : 鬼首-湯沢マイロナイト帯、地球科学、42巻、6号、pp.346-353.
- (50) Sasaki, S.(1998): Characteristics of microseismic events induced during hydraulic fracturing experiments at the Hijiori hot dry rock geothermal energy site, Yamagata, Japan. Tectonophysics, 289, pp.171-188.
- (51) 佐藤嘉晃 (1996) : NEDO高温岩体技術開発、肘折高温岩体実験場の経緯を中心として、地熱、Vol. 33、No. 2、pp.60-76.
- (52) 千田 信編著 (1996) : 地球化学反応速度と移動現象、コロナ社、175p.
- (53) 新エネルギー総合開発機構 (1985) : 地熱開発促進調査報告書、No.7、湯沢雄勝地域、814p.
- (54) 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1996) : 地熱開発促進調査総合解析報告書、No.C-2、山葵沢地域
- (55) 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1998) : 熱水利用発電プラント等開発、高温岩体発電システムの技術開発 (要素技術の開発)、平成9年度ニューサンシャイン計画補助事業 成果報告書、193p.
- (56) 竹野直人 (1988) : 栗駒北部地熱地域の地質、地質調査所報告、No.268、pp.191-210.
- (57) Tester, J.W., Bivins, R.L. and Potter, R.M.(1982) : Interwell tracer analyses of a Hydraulically fractured granite geothermal reservoir. Soc. Pet. Eng. J., 22, pp.537-554.
- (58) Tester, J.W., Worley, W.G., Robinson, B.A., Grigsby, C.O. and Feerer, J.L.(1994): Correlation quartz dissolution kinetics in pure water from 25 to 625°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.58, No.11, pp.2407-2420.
- (59) Tezuka, K., Watanabe, K. and Miyairi, M.(1998): Deterministic and stochastic approach to building fracture network model of Hijiori HDR reservoir. Draft proceedings, 4th Int. HDR Forum, Strasbourg, 1998.
- (60) Truesdell, A. H. (1975) : Geochemical techniques in exploration. Summary of section III, Proceedings of second U. N. Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975.
- (61) Udenfriend S.(1962) : Fluorescence assay in biology and medicine. Vols. 1 and 2. Academic Press.
- (62) Vetter, O.J. and Zinnow, K.P. (1981) : Evaluation of well-to-well tracers for geothermal0 reservoirs, Rep. LBL-11500, Lawrence Berkeley Lab., Berkeley, California.

[第2編]

- (1) 愛知県立大学、地質調査所(1987) : 阿寺断層系・萩原断層のトレンチ発掘調査、地震予知連絡会報、37、pp.358-362.
- (2) Ambrohn, R. (1928) : Elements of Geophysics, as Applied to Exploration for Minerals, Oil and Gas. New York : McGraw-Hill Book Co., 372p.
- (3) Andrew, J. N. and Wood, D. F. (1972): Mechanism of Radon Release and Entry into Ground waters. Int. Mining Metal. Trans., 81, pp.198-209.
- (4) 栗田泰男、佃栄吉、山崎春雄(1986) : 阿寺断層の最近の活動史、一加子母・付知・坂下・山口におけるトレンチ発掘調査から一、第2回阿寺断層シンポジウム報告集、pp.1-11.
- (5) 千木良雅弘、金折裕司、木方建造(1983) : 河成段丘下の断層の地化学調査(その2)ー河成段丘中のラドン濃度および γ 線線量率ー、電力中央研究所報告、382054、24p.
- (6) 千木良雅弘、金折裕司、木方建造、久野春彦(1984) : 地化学調査法による地熱源探査(その2)ラドンを指標とした放射能探査の方法の検討とその地熱源探査への適用、電力中央研究所報告、384013、45p
- (7) 地質調査所(1982) : 阿寺断層のトレンチ発掘調査、地震予知連会報、28、pp.299-303.
- (8) 地質調査所(1986) : 阿寺断層の第2次トレンチ発掘調査、地震予知連会報、36、pp.157-163.
- (9) Cox, M. E. and Cuff, K. E. (1980): Rn and Hg Survey : Geothermal Exploration in N.E. Maui, Hawaii. Geotherm. Resour. Counc. Trans., 4, pp.451-454
- (10) Fleischer, R.L., Alter, H.W., Furman, S.C., Price, P.B. and Walker, R.M. (1972) : Particle track etching. Science, 178, pp.255-262.
- (11) Fridman, A.I. and Makhlova, N. K. (1972) : Certain aspect of the origin and migration of carbon dioxide in mercury deposit, as in the Nikitovka, Donbass. Int. Geol. Rev., 14, pp.1345-1350
- (12) Fridman, A. I. and Petrov, V. A. (1972) : Principal results of gas surveying ore deposits under permafrost conditions. Int. Geol. Rev., 18, pp.545-550
- (13) 古谷 直行、林 正雄(1984) : 応力場解析による断裂型貯留層の深度推定、日本地熱学会学術講演会講演要旨集、日本地熱学会創立5周年記念シンポジウム、p.29.
- (14) Hatsuda, Z. (1954): Radioactive Method for Geological Exploration. Mem. Col. Sci. Univ. Kyoto, 216, No. 2.
- (15) 早川正巳(1970) : 地熱ー第四のエネルギー、NHKブックス、No.114、210p.
- (16) Hattori, H. and Shibata, K. (1974): Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori granite, West Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, Vol. 25, 157-173.
- (17) 林正雄、渡辺公一郎、古谷直行(1985) : 大岳ー八丁原地熱地域の断層と応力場、日本地熱学会誌、Vol.7、No.4、pp.383-399.
- (18) Hunmar, M., Zajzer, M. and Ilic, R. (1982): Moisture-insensitive Probes for Separate Measurement of Radon Isotope. In Solid State Nuclear Detectors, Flower, P. H. and Clapham, V. M.(eds.), Pergamon Press, pp.549-552.
- (19) 池田長生、野崎正(1980) : アイソトープの化学、日本アイソトープ協会編、ラジオアイソトープ、丸善、pp.43-108.
- (20) 井上宇胤(1950) : 昭和20年1月13日の三河地震について、駿震時報、14、pp.49-55
- (21) 井上大栄、地熱源探査技術研究グループ(1987) : 地熱源の総合探査技術とその適用、電力中央研究所報告、総合報告、U02、101p.
- (22) 加藤完、池田喜代治、高橋誠、永田松三、柳原親孝、伊藤吉助(1981) : α トラック法による伊豆半島の活断層調査、地質調査所月報、32、pp.199-212.
- (23) 木村 重彦、高野 彬、五十嵐 生男(1990) : 携帯用自然ガンマ線測定装置による割れ目の解析、応用地質、No.31、Vol.4、pp.185-194.
- (24) 金原 啓司、高橋 正明(1997) : シリーズ「日本の地熱発電所」を終えるにあたり、地質ニュース、No.511、pp.59-64.
- (25) 古賀昭人、野田徹郎(1976) : 別府地熱地帯の化学的研究ー水銀蒸気、炭酸ガスの化学的地熱探査への利用ー、大分県温泉調査研究報告、27、pp.41-45.
- (26) 河野義礼、植田良夫(1966) : 本邦産火成岩のK-Ar dating (v)ー西南日本花崗岩類ー、岩鉱、56、191-211.
- (27) King, C.Y. (1980): Episodic Radon Change in Subsurface Soil Gas along Active Faults and Possible Relation to Earthquakes. J. Geophys. Res., 85, B6, pp.3065-3078.
- (28) Kita, T., Matsuo, S. and Wakita, H. (1982) : H₂ generation by reaction between H₂O and crushed rock : an experimental study on H₂ degassing from active fault zone. Jour. Geophys. Res., 82, 10, pp.789-795
- (29) 京都大学防災研究所(1983) : 濃尾地震断層系のトレンチ調査、地震予知連会報、29、pp.360-367.
- (30) 真鍋 孝、江島 康彦(1986) : 八丁原地熱地帯の貯留層構造及びその評価、地熱、Vol.23、No.3、pp.197-205.
- (31) 松田時彦(1975) : 1891年濃尾地震の地震断層、震研速報、13、pp.85-126
- (32) Mc Carthy, J.H. and Vaughn, W.W. (1968) : Mercury in soil gas and air - A potential tool in mineral exploration. U.S. Geol. Sur., Circ., 609p.
- (33) Mc Carthy, J.H., Meuschke, W.H., Ficklin, W.H. and Learned R.E. (1970) : Mercury in atmosphere. U.S.G.S., Prof. Paper, 713, pp.37-39.
- (34) 宮腰勝義、本荘静光(1986) : 根尾谷断層金原地点の断層活動性観測設備、地震学会秋季大会予稿集、p.284.
- (35) 村松郁栄、梶田澄雄、鈴木静枝、杉村新(1964) : 水鳥断層の構造、岐阜大学学芸学部研究報告、3、pp.308-317.
- (36) 野田 徹郎、谷田 幸次、内海 衛、高橋 正明(1993) : Nパッカーー携帯型気体水銀測定装置による地表地熱探査、日本地学会誌、No.15、Vol.3、pp.207-230.

- (37) 岡田篤正(1988): 1986年阿寺断層系・萩原断層（乗政地区）トレンチ調査、活断層研究、No.5、pp.65-70
- (38) 大久保泰郎（1984）：全国のキューリー点解析結果．地質ニュース、362、12-17.
- (39) 大山隆弘、楠建一郎、木方建造、本島睦、鈴木浩一、藤光康宏、橋本修一(1991)：沖積層下の断層探査－(2) 川舟断層の物理探査、地化学調査－、電力中央研究所報告、研究報告、U91017、46p.
- (40) 大山隆弘、曾根賢治、上田圭一(1990): 沖積層下の断層活動性調査－(3) 川舟断層トレンチ調査－、電力中央研究所報告、研究報告、U91032、35p.
- (41) Rose, A. W., Hawkes, H. E. and Webb, J. S. (1979) : Geochemistry in mineral exploration. Second edition. Academic press, 657p.
- (42) 貞広太郎、星野和夫（1980）：活断層における γ 線測定（I）、地震、2、33、pp.51-70.
- (43) 三戸嘉之、渡子直記（1998）：黒磯地域における放射能探査の実施とその一考察、日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集、pp.213-216.
- (44) 坂元隼雄、谷山 純一郎、富安 卓滋、米原 範伸(1995)：地熱水中の水銀含有量とその分布（演旨）、日本地球化学会年会 講演要旨集、pp.82-82.
- (45) 笹田政克（1980）：温泉の花崗岩体による構造規制についての予察．地熱学会誌、2、1、1-11.
- (46) 笹田 政克、水垣 桂子（1987）：貯留層断裂系の研究、サンシャイン計画研究開発成果中間報告書（昭和61年度）、深部地熱資源探査技術に関する研究、PP.177-215.
- (47) Schlegel, H.G., (1974) : Production, modification and consumption of atmospheric trace gases by microorganisms. Tellus, XXVI, 1-2, pp.11-20.
- (48) Scholz, C. H. , L. R. Sykes and Y. P. Aggarwal (1973) : Earthquake Prediction : A Physical Basis. Science, vol. 181, pp. 803-810.
- (49) 柴田 賢、東原 雅実、村中 英寿(1990)：中央構造線地域におけるフィンガープリント法調査、地質調査所月報、No.41、Vol.8、pp.419-453.
- (50) 資源エネルギー庁、地質調査所（1979）：地熱開発基礎調査報告書 No.10 鹿野・松崎、その1、129p.
- (51) Smith, R.L. and Shaw, H.R. (1975): Igneous related geothermal systems. U.S.G.S. Circular, 726, 58-83.
- (52) 曾根賢治、楠建一郎、木方建造、鈴木浩一、猪原芳樹(1990): 沖積層下の断層探査－深溝断層における各種探査法の適用性について－、電力中央研究所報告、研究報告、U90028、53p.
- (53) 曾根賢治、上田圭一(1990): 沖積層下の断層活動性調査－(1) 深溝断層トレンチ調査－、電力中央研究所報告、研究報告、U90029、32p.
- (54) Sugimura, A. and Matsuda, T.(1965): Atera fault and its displacement vectors. Geol. Am. Bull., 76, pp.509-522.

- (55) Sugisaki, R.(1978): Changing He/Ar and N₂/Ar ratios of fault air may be earthquake precursors. Nature, pp.209-211.
- (56) Sugisaki, R., Anno, H., Adachi, M. and Ui, H. (1980) : Geochemical features of gases and rocks along active faults. Geochem. J., 14, pp.101-112.
- (57) 杉崎隆一、武田浩、井戸正彦（1981）：中部地方の活断層ガスの組成について、地震学会秋季大会予稿集、p.162.
- (58) Sugisaki, R., Ido, M., Takeda, H., Isobe, Y., Hayashi, Y., Nakamura, N., Satake, H. and Mizutani, Y. (1983) : Origin of Hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its fault gases and its relation to fault activity. Jour. Geol., 91, pp.239-258.
- (59) 杉崎隆一・鈴木和博・大井田徹・山崎文人（1985）：地震活動と地下からの水素の放出との関係－地震発生機構における意義－、地震、vol.38、pp.183-191.
- (60) 杉山隆二（1961）：鳥取県気高郡鹿野温泉の地質、岡山大温研報、No.27、pp.11-23.
- (61) 杉山雄一、下川浩一（1982）：静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系、地質調査所月報、33、pp.293-317.
- (62) 鷹嘴守彦、千葉義明、佐藤浩（1982）：秋ノ宮（秋田県）地熱地域の地質と地熱探査、地熱、19、1、pp.21-28.
- (63) 竹花康夫、升本眞二（1983）：跡津川断層における γ 線の測定、地震、2、pp.259-261.
- (64) 津屋弘達(1946): 深溝断層(昭和20年1月13日三河地震の際に現れた一地震断層)、地震研彙報、24、pp.24-59.
- (65) Wakita, H., Nakamura, Y., Notsu, K., Noguchi, M., and Asada, T. (1980a): Radon Anomaly : A Possible Precursor of the 1978 Izu-Oshima-Kinkai Earthquake. Science, 207, pp.882-883.
- (66) 山崎直方(1896)：陸羽地震調査概報、震災予防調査会報告、11、pp.50-74.